

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Las formaciones preordovícicas de Extremadura y Sierra
Morena Occidental: su evolución geotectónica**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Ramón Vegas

Madrid, 2015

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE - FACULTAD DE CIENCIAS

Departamento de Geomorfología y Geotectónica

**LAS FORMACIONES PREORDOVICICAS
DE EXTREMADURA Y SIERRA MORENA
OCCIDENTAL**

Ramón Vegas Martínez
Madrid, 1972

1. consideraciones preliminares

I. 1. OBJETO Y DESARROLLO DEL TRABAJO

El proposito de esta Tesis es sostener la existencia y determinación del Precámbrico Superior y el Paleozoico inferior en la Sierra Morena Occidental así como su situación dentro de la unidad superior de la rama meridional del Cinturón Hercínico de la Península Ibérica.

Consecuentemente se hará un primer desdoblamiento por unidades estratigráficas.

Precámbrico Superior.

Cámbrico y Ordovicico Inferior.

Series del Paleozoico Superior.

A su vez los materiales de estos dos grandes conjuntos son estudiados en función de las deformaciones sufridas, que, también pueden desdoblarse en tres grandes unidades historicas.

Deformaciones antehercínicas.

Deformaciones hercínicas.

Deformaciones tardihercínicas.

Los acontecimientos posteriores no entran en el objeto de este trabajo, aunque serán tratados en función de su dependencia de las deformaciones anteriores.

Como proposito adicional se tratarán de emplazar los acontecimientos estudiados, -el significado regional del Precámbrico y el Paleozoico inferior y su evolución geotectónica- dentro de la unidad mayor del cinturón hercínico de la Península Ibérica, dando así un encuadramiento general al trabajo.

Completa este estudio la determinación general del plutonismo y metamorfismo que afectan las unidades estratigráficas investigadas. Esto último constituye dos apéndices indispensables en la geología regional establecida en estas paginas.

En un principio los trabajos de investigación encomendados a la elaboración de esta Tesis comenzaron en el Sur de la Provincia de Badajoz. El descubrimiento del Precámbrico (R. Vegas, 1968) en una amplia area someramente investigada hasta entonces

indujo la dirección de estos trabajos hacia objetivos más amplios que satisficieran el estudio de esas formaciones precámbricas, presumiblemente similares a otras encontradas en el Centro y Norte de España. También fué necesario ampliar el estudio dentro de la escala estratigráfica delimitando las formaciones cámbricas dentro del ciclo sedimentario anteordovicico, que había sido tomado como denominador común. En este último afan publicamos algunas notas (R. Vegas, 1970, 1971 a, 1971 b) y otras en colaboración (R. Vegas & M. Gutierrez Elorza, 1971) donde proponiamos unos primeros resultados parciales.

Delimitado el tiempo geológico, el enmarcamiento geográfico de este trabajo comprende la porción occidental de la Sierra Morena en las Provincias de Badajoz y Cordoba. En extensión de esta zona nos referimos a la extensa area cuyo límite septentrional lo fijamos en el Sistema Central. Este area puramente geográfica tiene una justificación geológica, como demostraremos seguidamente.

La concepción geológica del conjunto de la Sierra Morena Occidental propuesta por el autor era totalmente contraria al esquema tradicional aceptado aún por publicaciones muy recientes: la posibilidad de servirnos de las series preordovicicas como posible puente o nexo de unión con las series similares -no unánimemente admitidas- de las regiones cacereñas y de la España Central, donde E. Bouyx venía describiendo series claramente anteordovicicas y F. Lotze había intentado establecer un cuadro coherente. Con este intento publicamos unas notas preliminares (R. Vegas, 1970), que posteriormente han sido confirmadas plenamente con la obtención de nuevos datos.

De esta manera el área investigada puede dividirse en tres dominios geológicos atendiendo a la naturaleza de las formaciones preordovicicas -objeto de esta obra- con lo cual establecemos límites geológicos a la unidad geográfica tratada.

El dominio más meridional corresponde a la Sierra Morena Occidental. El dominio central a las regioes

nes de Cáceres, Ciudad Real y Norte de Córdoba y el dominio más septentrional a los Montes de Toledo-Villuercas y parte del Sistema Central.

Con estas limitaciones espacio-tiempo completamos la justificación y explicación de los objetivos propuestos y enunciados en los primeros párrafos de este capítulo.

I.2. Agradecimientos y ayudas recibidas.

El autor de este trabajo desea expresar su agradecimiento al Profesor Alastrue del Castillo por su apoyo y aliento para su consecución. Así mismo agradece al Prof. Fúster el uso de su laboratorio donde con la inestimable ayuda de la Dra. Muñoz García se ha realizado el estudio microscópico de los materiales aquí tratados.

También desearía recordar el constante ánimo recibido de los componentes del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad Complutense.

La Junta de Energía Nuclear concedió una beca mediante la cual se ha realizado una parte de esta Tesis. Algunos de los datos aquí expuestos han sido obtenidos gracias a la ayuda prestada por la Fundación Juan March de la que he sido becario.

2. la zona estudiada

2.1. SITUACION GEOGRAFICA

La delimitación geográfica ha sido impuesta por el objeto del trabajo, que comprende principalmente el estudio de los materiales precámbricos. Se ha elegido un area geográfica que abarque desde las sierras de Aracena hasta los Montes de Toledo, de manera que queden incluidos en ella los afloramientos de rocas cámbricas y precámbricas de la mitad meridional del Macizo Hesperico, en su parte española.

El limite septentrional viene impuesto por la Cordillera Central, que representa una unidad morfológica y geotectónica muy diferente; mientras el limite meridional viene impuesto por razones geotectónicas ya que el borde inferior de Sierra Morena constituye el limite del pais carbonífero de Sevilla-Huelva-Algarve donde no afloran rocas del Paleozoico inferior ni del Precámbrico.

Los limites occidental y oriental son consecuencia de un emplazamiento administrativo (la frontera con

Portugal) y de un contacto geológico de primer orden (el borde del Macizo Hesperico) respectivamente.

Dada la extensión de la zona utilizamos como Unidad de situación las hojas del nuevo mapa militar (U.T. M.) a escala 1:200.000

Se han investigado las hojas:

3-7	4-7	5-7
3-8	4-8	5-8
3-9	4-9	5-9

a las que hay que añadir una banda estrecha, exactamente el borde septentrional, de la hoja 4-10 (fig. 1).

Naturalmente, el nivel de investigación no es homogéneo en todas ellas, pues he dependido del propósito de esta Tesis (afloramientos y problemas tectónicos) y también en parte de las investigaciones anteriores.

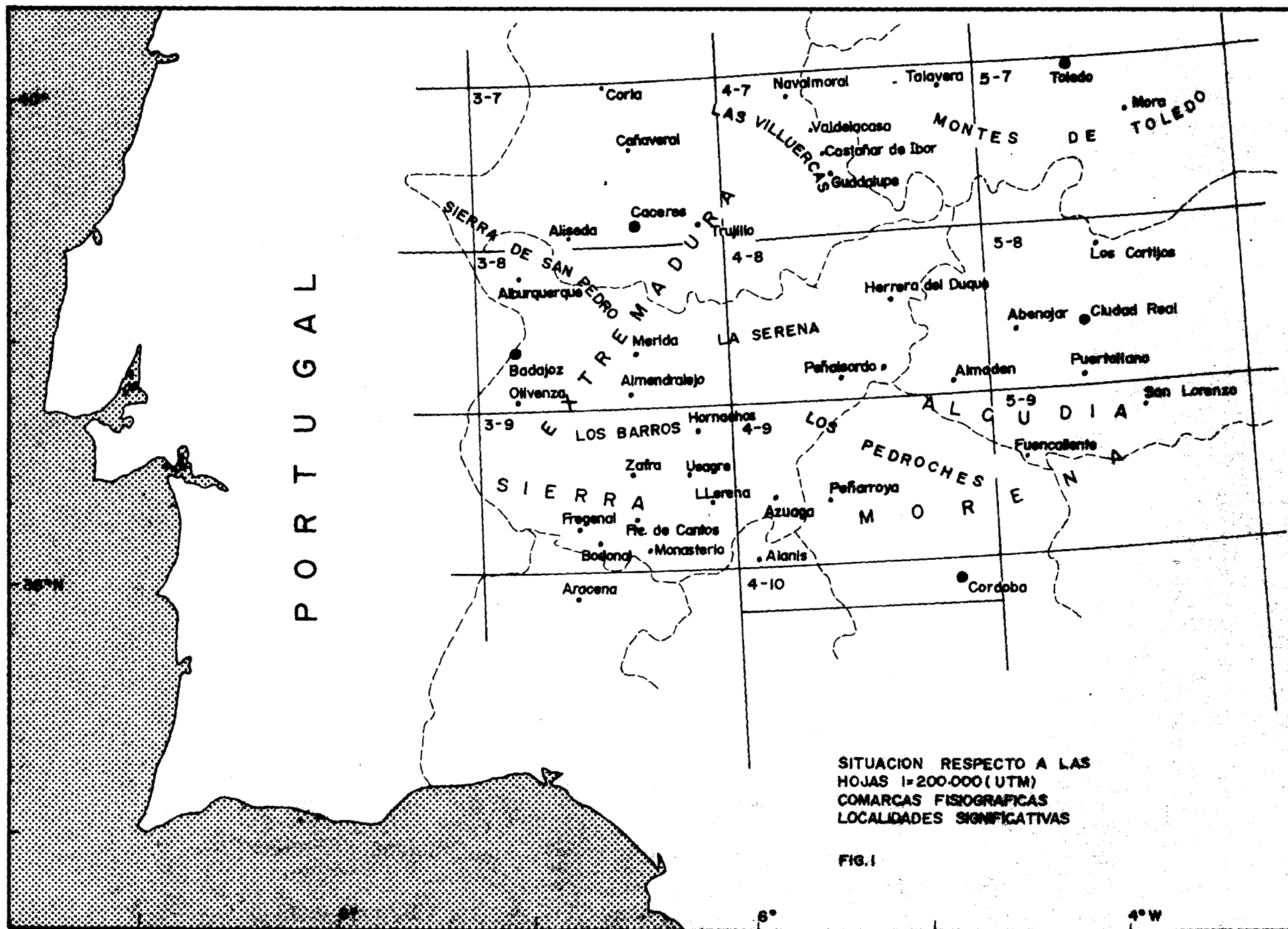
Geograficamente esta zona comprende las siguientes comarcas fisiograficas

Sierra Morena
Tierra de Barros
Alta y Baja Extremadura
Las Villuercas
Alto Guadiana
Borde meridional de los Montes de Toledo.

Algunas de estas comarcas tienen entidad geológica propia y corresponden a unidades geológicas bien diferenciadas.

En cuanto a unidades administrativas este estudio comprende parte de las siguientes provincias.

Badajoz
Caceres
Cordoba
Ciudad Real
Toledo.



La mayor extensión corresponde a Cáceres y Badajoz con la casi totalidad de su extensión, mientras en las restantes provincias solo comprende una parte muy reducida.

Las características fisiográficas de las regiones anteriormente citadas serán tratadas, en cuanto a su relación morfoestructural, en el apéndice dedicado a la Geomorfología de la región.

2.2. SITUACION GEOLOGICA

El enmarcamiento geológico ha de hacerse atendiendo al ámbito geotectónico global y homogéneo definido como unidad principal. En este sentido es preciso establecer una relación geoestructural entre la zona investigada y la unidad orogénica a que pertenece, es decir establecer su situación dentro de un cinturón orogénico. En este caso su posición en el Cinturón Hercínico Europeo. Para llegar a esta relación es preciso también establecer una correspondencia entre el área hercínica ibérica y el resto de las hercinides europeas, muy bien estudiadas desde antiguo.

De esta manera, una breve descripción de las hercinidades europeas y en particular de la rama meridional ibérica permite un punto de partida para la definición geológica y para poder revertir los datos aquí aportados a una explicación final más generalizada, ampliando la posibilidad de discusión.

2.2.1. EL CINTURON HERCINICO (1) EUROPEO

Al final de los tiempos precámbricos dos áreas móviles quedan definidas en la porción septentrional de la corteza terrestre. Estas dos áreas son el sistema Caledonides - Apalaches y las Hercinidades de Eurasia.

El cinturón caledonico evoluciona más rapidamente alcanzando una completa estabilidad (cratonización) en el Devónico medio, mientras el area hercinica no alcanza este estado hasta el Pérmico.

- (1) Se utilizará exclusivamente por su mayor difusión el termino hercinico en vez de variscico. Unicamente los geologos alemanes emplean la denominación variscica para el orogeno paleozoico más moderno, mientras el nombre hercínico supone la identificación de una dirección tectónica determinada. Para evitar confusiones se ha adaptado aquí el nombre de mayor aceptación en la literatura geologica europea.

5304749277

El cinturón hercínico destaca por su amplitud y extensión, se puede reconstruir desde las costas atlánticas europeas hasta el Pacífico a través de las regiones del N. de la Península Idostánica. Estas dimensiones no tienen parangón en las áreas caledónicas o alpinas. Esta gran extensión, unida al largo periodo de evolución activa, hacen que este gran cinturón hercínico presente serias dificultades y complicaciones a la hora de su estudio en conjunto. No hay que olvidar que en la actualidad las rocas "hercínicas" aparecen en núcleos aislados por una cobertura reciente y que el gran "Geosinclinal de Téthys" donde se fraguó el cinturón hercínico ha dado lugar a un nuevo "Geosinclinal de Téthys mesozoico" que ha removilizado parte de las áreas hercínicas dentro del codo alpino, incluyendo grandes masas de rocas ya consolidadas en su edificio tectónico.

No obstante, el cinturón hercínico europeo es un área muy bien estudiada y ha servido de modelo para otras zonas semejantes. La rama europea-occidental del Geosinclinal de Téthys comprende el área situada entre el borde meridional del escudo escandinavo

y las cadenas hercínicas del Atlas marroquí, que a su vez limitan con el borde septentrional del escudo precámbrico africano. Al W. las estructuras quedan cortadas por el Océano Atlántico y al E. y S.E. por los sedimentos de la plataforma rusa y el frente alpino (fig. 2).

La evolución de conjunto de este cinturón ha supuesto la reconstrucción de los macizos individuales como en el caso de un rompecabezas. KOSSMAT (1927) estableció las primeras bases para la división en zonas homóneas en cuanto a sus caracteres geotectónicos, teniendo en cuenta las ideas expuestas por STILLE (1924). Esta zonación ha servido para seguir los pasos de la evolución en el tiempo y el espacio de esta rama hercínica y es usada tradicionalmente en todas las publicaciones sobre la Geología de Europa desde STILLE hasta los más modernos (AUBOIN, 1965; LOTZE, 1966; ZWART, 1967 a y b; RUTTEN, 1969; SCHONENBERG, 1971).

KOSSMAT estableció las siguientes zonas; (fig. 2)

- 1) Subhercínica
- 2) Renanohercínica
- 3) Saxoturingica
- 4) Moldanúbica

que han sido completadas por AUBOIN (1965) con dos zonas más

- 5) Pirenaica
- 6) Ibérica o Hespérica

La figura 3 representa una división modificada tomando los datos de los dos autores a los que se añade el nombre "Hespérico" y una subdivisión del Macizo Hesperico basada en LOTZE (1945) y parcialmente modificada por el autor.

Dado el proposito de este enmarcamiento geológico la rama ibérica será tratada de manera individual como unidad intermedia y en este apartado se tratará únicamente de las hercinides centroeuropeas, cuya evolución puede esquematizarse desde el tronco moldanubico, verdadera zona axial hasta la zona subvaris-

cica, que se articula sobre la plataforma del "Old Red Sandstone Continent".

La Zona Moldanubica comprende los macizos de Bohe_mia, Selva Negra, Vosgos, Macizo Central Frances y parte del Macizo Armoricano. Representa la zona axial de simetria centrifuga (AUBOIN 1965) en la que estan incluidas la mayoria de las intrusiones graniticas hercinicas y de los nucleos precámbricos cristalin_os.

La zona Saxoturingica representa un gran surco de sedimentación situado al N. del eje moldanubico en el que las series aparecen mas o menos completas desde el Precámbrico más superior. En este surco se desarrollan volcanismos y magnetismos geosinclinales ("Mitteldeutsche Schwelle"). Comprende los maci_zos de Turingia, Erzgebirge, Normandia, Lizard ets.

La zona Renanohercinica es a su vez una gran fosa de sedimentación para los tiempos devonocarboniferos. Representa una zona externa donde las influen-

cias del basamento caledonico aparecen bien potentes. Se incluyen en ella los pequeños macizos del Harz (1) y Taunus y los afloramientos de las Ardenas.

La porción más externa de esta "rama septentrional" es la zona subhercínica que se articula con las áreas continentales caledonicas y precámbricas. Constituye una zona de sedimentación somera donde se ha formado las famosas cuencas hulleras de Silesia, del Ruhr, de Namur y de Gales, que tan importante papel ha representado en los comienzos de la moderna revolución tecnológica.

Una zonación semejante puede establecerse de manera simetrica al Sur de la zona axial moldanubica. Sin embargo, la división geotectónica no es tan evidente como en las clasicas zonas septentrionales anteriormente descritas desde muy antiguo. La dificultad de establecer una división simetrica al sur del eje moldanubico se debe principalmente a la interferencia del cinturón alpino, que "muerde" una gran parte

(1) Del cual se deriva el adjetivo herzynisch = hercínico.

de la rama meridional hercinica que, a su vez, debia presentar caracteres diferentes de su equivalente septentrional. Este ultimo razonamiento hay que basarlo en la analogia con otros cinturones orogénicos de más facil reconstrucción y que presentan una dismetria muy marcada. El resultado evidente es que por la combinación de ambos motivos -sin prejuzgar el predominio de uno u otro- la zonación meridional es confusa y unicamente puede establecerse de acuerdo con AUBOIN una Zona Pirenaica equivalente más o menos a la Zona Saxoturingica. Esta zona comprende una parte del Macizo Central frances (Montagne Noire), los afloramientos paleozoicos de los Pirineos el pequeño macizo de Maures y el basamento de la Cordillera Costero Catalana.

No hay equivalentes de zonas más externas en esta rama.

Dentro del area removilizada alpina existen "is-

las" hercinicas que expresan la continuidad de este cinturón hacia el Este. (Macizos cristalin^{os}, preorogenicos de los Alpes, nucleos de Cer^{de}ña, Calabria, etc.)

En resumen, el plano estructural resultante de la composición de los fragmentos hercinicos muestra los siguientes unidades:

- a) Una zona axial de consolidación precoz como fenomeno con profusión de rocas magmaticas y metamorficas del ciclo hercinico, con fase principal de plegamiento de edad sudética. En esta zona estan incluidos nucleos cristalinos precámbricos ("Pentevrien" armoricano, etc.)
- b) Una fosa septentrional con potentes sedimentos de facies geosinclinal, donde estan representadas todas las series paleozoicas y el Pre-cámbrico superior. En esta fosa es patente la influencia de movimientos caledónicos.
- c) Una fosa meridional equivalente a la anterior

donde la acción de los movimientos caledonicos no aparece haber existido.

- d) Una zona externa de subsidencia más reciente donde se han desarrollado potentes series devonico-carboníferas, que hacia la periferia van siendo más modernas y de caracter limmico, y que desbordan el continente caledonico y la plataforma precámbrica. No existe un equivalente meridional de esta zona externa.

La exposición de todos estos datos va encaminada a tratar de encajar el otro gran bloque hercinico más meridional de Europa -que constituye además el mayor afloramiento continuo de todo el orogeno- es decir el Macizo Hesperico.

2.2.2. LOS HERCINIDES DE LA PENINSULA IBERICA

De manera inexorable es preciso admitir una solución de continuidad entre la masa hercinica ibérica y los afloramientos centroeuropeos anteriormente tratados.

Con esta idea de una convergencia entre los extremos occidentales de la Península y las costas atlánticas de Francia y Sur de las Islas Británicas, será tratada la ubicación geotectónica de los hercinides ibéricos. (fig. 2).

La mayor parte del segmento hercinico ibérico esta formada por el Macizo Hesperico (1), que comprende la casi totalidad de la mitad occidental de la Península. Otros pequeños núcleos emergen en los anticlinales de las Sierras de la Demanda e Ibérica (Celtibérica) y forman una perfecta continuidad bajo la cobertera terciaria y mesozoica, sin que haya dificultad para asimilarlas al Macizo Hesperico. No sucede lo mismo con los afloramientos paleozoicos y precámbricos de las Cadenas Béticas pues estan totalmente removilizadas por diastrofismos alpinos. Los restantes afloramientos hercinicos corresponden a los Pirineos y las Cordilleras Catalanas que se deben asimilar a la gran Zo-

- (1) En el sentido de la definición establecida por HERNANDEZ PACHECO, E. (1934); es decir el basamento hercinico del W. de la Península Ibérica formado por rocas precámbricas y paleozoicas. El autor prefiere no emplear el termino Meseta Ibérica usado por LOTZE y otros autores alemanes y franceses, para evitar confusiones morfológicas y geográficas (vease SOLE SABARIS, 1966)

na Pirenaica del segmento centroeuropeo, aún formando los Pirineos una unidad especial por su ligazón íntima con la orogénia alpina.

Por tanto y según el objeto de este trabajo, interesa sobre todo la situación geotectónica del segmento formado por el Macizo Hesperico.

En primer lugar y según los estudios ya clásicos de LOTZE, HERNÁNDEZ-PACHECO, STAUB, etc. resalta la existencia de una gran zona dorsal situada en la zona más interna del Macizo Hesperico. Este gran dorsal comprende el tronco galaico-castellano o zona galaico-castellana donde están incluidas la mayoría de las rocas cristalinas. A ambos lados se sitúan dos amplias zonas donde las rocas Precámbricas (Precámbrico Superior) y paleozoicas alcanzan gran desarrollo. Estas zonas representan al norte la región de Galicia Oriental, Asturias Occidental y León, mientras al S. forman las regiones de Extremadura, Sierra Morena y Centro y Sur de Portugal. Simétricamente dispuestas aparecen

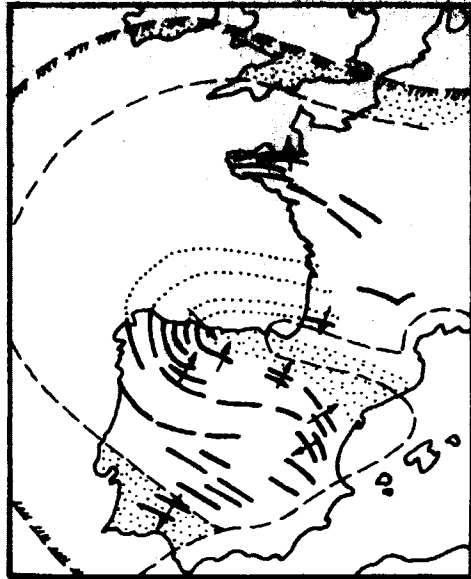
dos zonas más externas que corresponden a áreas de subsidencia para el Paleozoico Superior. Estas dos zonas corresponden a la fosa carbonífera de Asturias y a la fosa devonocarbonífera del Sur de Portugal, Huelva y Sevilla.

Esta división simple permite comprender una estructuración del Macizo Hesperico en unidades semejantes a las descritas para el segmento centroeuropeo. Sorprendentemente las dimensiones del Macizo Hesperico y de los Hercinides septentrionales son equivalentes. En ambos casos parecen dibujarse dos cadenas simétricas dobles (1) que de alguna manera han de converger. Esta conexión ya fué intuitida por MACPHERSON (1885) al comparar las rocas cristalinas de Bretaña y Galicia y después especulada por diversos autores, algunos de ellos sin tener en cuenta para nada los datos geológicos, tratando únicamente de cerrar el golfo de Vizcaya. Recientemente han sido emitidas numerosas hipótesis en este sentido (SUESS 1888, LOTZE 1963, MATTAYER 1968, PARGA 1970, BARD 1971, TAMAIN & OVTRACHT 1971, etc.) Sin entrar

(1) En el sentido de AUBOIN (1963) que denominó a este tipo con el nombre de "chaines a double deversement".

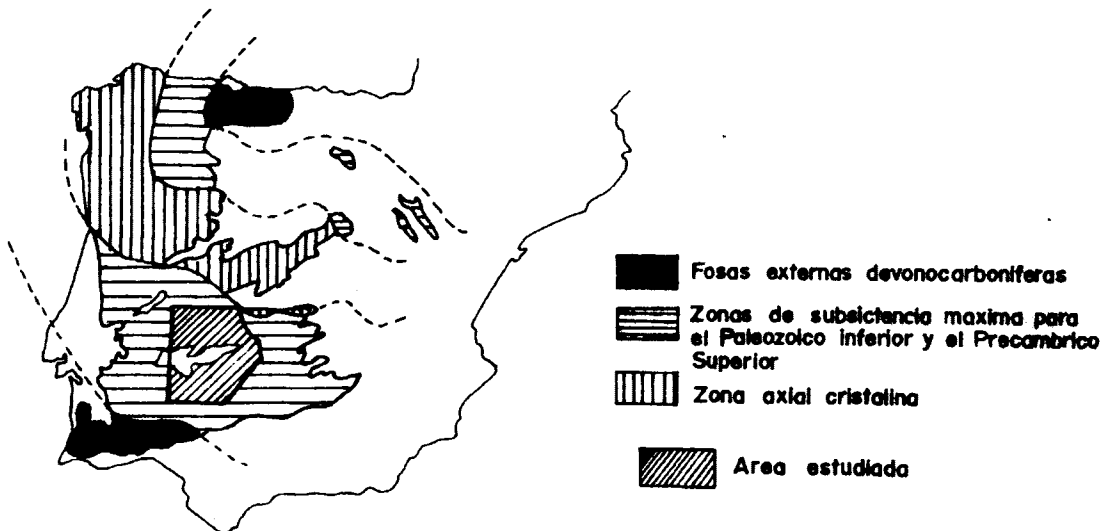
exclusivamente en el tema, parece logico unir las dos zonas axiales, es decir, el extremo bretón de la Zona Moldanubica con el extremo de Galicia Occidental. Esta idea ya fué postulada por LOTZE (1963) (fig. 3) con una concepción excesivamente simplista, pues no encaja de manera logica la región pirenaica ni el segmento más oriental de la cordillera cantábrica.

Sin embargo, una modificación de la idea de LOTZE, teniendo en cuenta la existencia del desgarre de "Labrador-Vizcaya" permite una traslación hacia el E. del bloque ibérico; quedando trastocada la zona "externa" meridional del cinturón hercínico europeo. Este gran accidente (CAREY, 1968; MATTEVER, 1971) de origen quiza muy antiguo, desgarró el cinturón hercínico y actuó hasta los tiempos mesozoicos y terciarios (linearidad de los Pirineos, hundimiento del bloque del Ebro, etc). Sobre el plano de esta fractura debe encontrarse la línea de convergencia entre el Macizo Hesperico y el segmento europeo.



Union del Macizo Hespérico con el Cinturon Hercínico Europeo
(Según LOTZE, 1.968)

Fg. 3



Situación de la zona estudiada en las unidades geotectónicas
del Macizo Hespérico

Fg. 4

¿Existen en el marco de esta solución de continuidad zonas análogas? De manera amplia pueden asimilarse en el Macizo Hesperico las siguientes unidades geotectónicas del NE. a SW:

1. Zona externa de Asturias, verdadera fosa desarrollada para el Paleozoico Superior, con formación de cuencas carboníferas paralicas.
2. Zona de Asturias Occidental - Leon y Galicia Oriental, que representa una zona de amplio desarrollo del Paleozoico Inferior y el Precámbrico reciente. Las series inferiores son típicamente geosinclinales y se alcanzan hacia el W. facies tectónicas y metamórficas profundas.
3. Zona axial de Galicia - Sistema Central, verdadero núcleo cristalino, con profusión de rocas graníticas e intenso metamorfismo. En Galicia pueden existir rocas antehercinicas. (DEN TEX & FLOOR, 1966).

4. Zona de Extremadura - Sierra Morena y Portugal septentrional, donde se dan condiciones semejantes a la zona 2. El mayor desarrollo corresponde al Precámbrico Superior y además existe gran profusión de granitos tardihercínicos. Además es característica la existencia de dos bandas de intenso metamorfismo (Cordoba - Portalegre y Aracena - Portel).
5. Zona externa del Algorve - Huelva - Sevilla, con desarrollo exclusivo del Paleozoico Superior (grandes potencias de Devonico y Carbonífero).

Resulta, por tanto, que es posible hacer una división plenamente asimilable a las zonas de Europa Occidental. Esta comparación ha de hacerse en sentido inverso a causa de la fuerte virgación gallega; de manera que la zona Algorve - Huelva debe corresponder con la Zona Renanohercínica. No hay que omitir tampoco las variaciones longitudinales que harán diferentes estas zonas homologas. Por el contrario, se conservan unos caracteres constantes, que deben corresponder a las "constantes" de toda analogia.

Con esta primera hipótesis de la analogía Segmento centroeuropeo - segmento ibérico queda establecida una situación geotectónica de la región estudiada; los datos aquí aportados quedaron enmarcados finalmente en ella.

2.2.3. SITUACION DE LA ZONA ESTUDIADA

Según todo lo expuesto anteriormente, la situación geotectónica de la zona investigada corresponde a una amplia porción de la zona de Extremadura y Sierra Morena. Concretamente se estudia una transversal cuyos extremos son las dos zonas vecinas de la división anteriormente establecida. Es decir, se estudia una región comprendida entre la zona axial galaico - castellana y la gran fosa devonocarbonífera del SW de la Península.(fig.4)

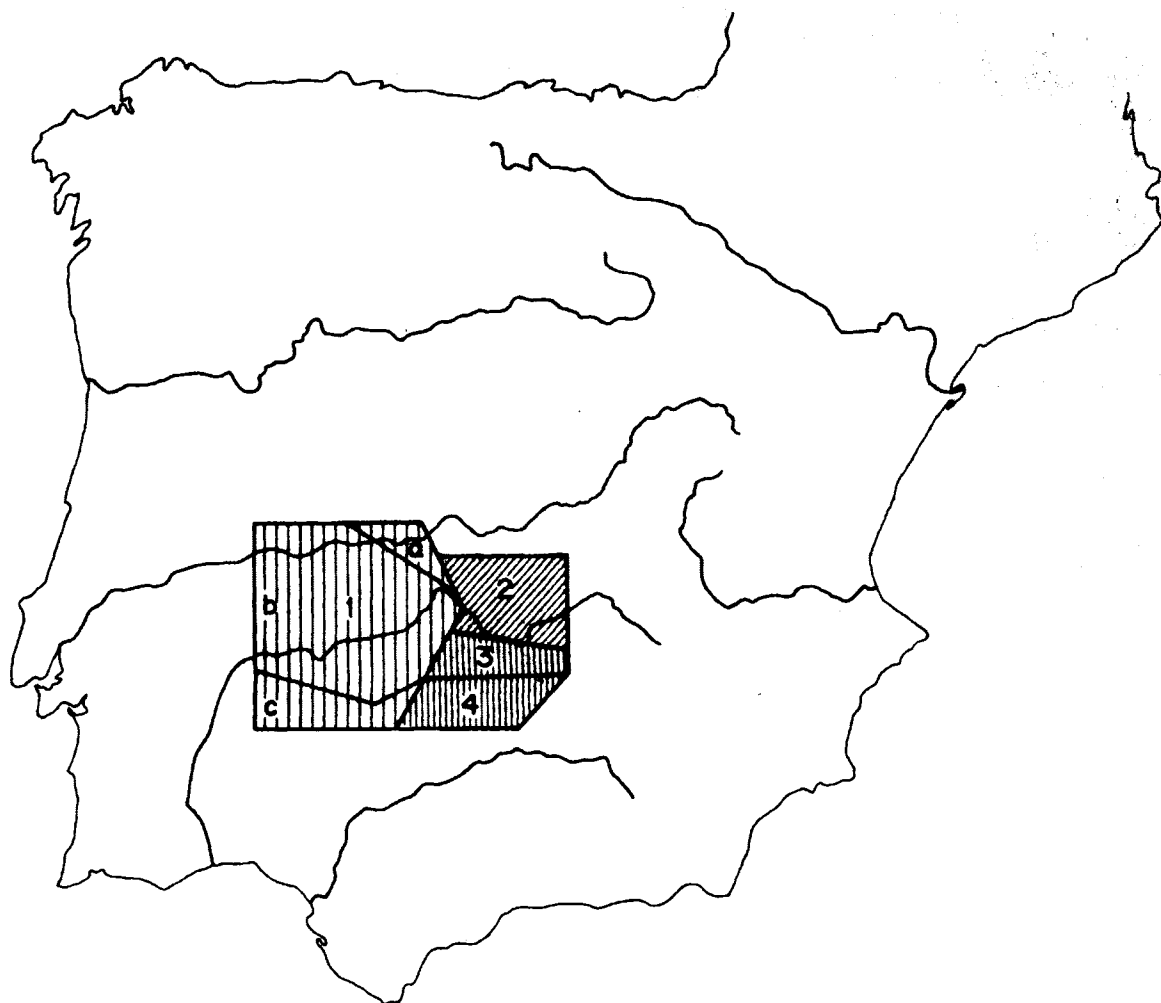
Dentro de esta zona este estudio hace hincapie en las formaciones precámbricas y cámbricas, que constituyen la parte primordial del basamento hercínico. Las variaciones de estas formaciones así como

las deformaciones sufridas por ellas permiten establecer un cuadro evolutivo que defina la región geotectónica y la analogía con otros segmentos, según las hipótesis de partida.

2.3. MÉTODOS DE TRABAJO

El área estudiada comprende zonas que en conjunto presentan un nivel de conocimientos muy heterogéneo. Y sobre todo nunca se ha intentado una estructuración global. Sin embargo esta zona debe representar una unidad homogénea dentro del marco del Macizo Hesperico y según la hipótesis de trabajo emitida (fig. 5)

La mayor complicación de la zona de Sierra Morena Occidental (Baja Extremadura) ha necesitado una mayor atención; sobre todo porque es allí donde las relaciones entre las series inferiores pueden conocerse mejor y donde precisamente los levantamientos modernos permiten un mejor estudio sin problemas de la cobertura terciaria. En esta zona las



- a. Villuercas
- 1. b. Extremadura
- c. Sierra Morena Noroccidental
- 2. Montes de Toledo
- 3. Alcudia
- 4. Sierra Morena Central y Oriental




-  Zona cartografiada
-  Zona incluida en el estudio de conjunto
-  Zona estudiada en base a investigaciones anteriores

FIG. 5

condiciones son óptimas para el estudio de las relaciones Cámbrico/Precámbrico (Cámbrico inferior fosilífero) y para la determinación en mayor detalle de la serie precámbrica. En este sentido se ha realizado un levantamiento cartográfico atendiendo a los afloramientos cámbricos y precámbricos y a las deformaciones que han sufrido. Un análisis tectónico y estratigráfico ha permitido fijar condiciones que pueden ampliarse a las otras zonas tratadas. La comparación con las otras zonas se ha hecho tomando parametros individuales y el conjunto global de los caracteres, de forma que las analogías esten suficientemente fundadas. Hay que tener en cuenta que la ausencia de fósiles implica un mayor cuidado en las correlaciones.

En esta zona de la Baja Extremadura se han realizado levantamientos cartográficos a escala 1:50.000 atendiendo sobre todo a sectores donde radicaban algunos problemas importantes (Fregenal de la Sierra, Usagre, Zafra y Fuente de Cantos). Con los datos allí obtenidos se ha podido ampliar el conocimiento de toda la zona, siguiendo, naturalmente, la teoría establecida.

Para la Alta Extremadura se ha planteado una problemática diferente. Ha sido preciso adaptar toda la información a la nueva teoría de trabajo. Al no existir claramente una determinación de los materiales cámbricos y precámbricos es preciso abordar su determinación con las nuevas ideas aquí expuestas, ya expresadas anteriormente (VEGAS, 1970) de una manera fraccionaria.

Las series anteordovicias afloran de manera discontinua y la no existencia de fósiles hace imposible toda correlación sin el auxilio de los conocimientos de Sierra Morena Occidental. Por otra parte, los afloramientos del Paleozoico más reciente permiten determinar las series estratigráficas (relativamente ricas en fósiles) y de manera fundamental determinar las deformaciones hercínicas.

El nivel de trabajo en esta región ha consistido en determinar cartográficamente las series pre y post-ordovicicas y la comparación mediante análisis tectónico ambas subdivisiones. En esta región unica-

mente existían datos parciales no asimilables ni al conjunto ni a las zonas vecinas.

También han sido tratadas en un esquema global las zonas situadas a oriente de Extremadura. La región de las Villuercas en base a los datos de GUTIERREZ ELORZA & VEGAS (1971), la de Alcudia (BOUYX, 1970) y Sierra Morena Oriental (DELGADO QUESADA, 1970). En estas regiones se ha tratado una cartografía de conjunto y una justificación mayor de todos los datos obtenidos.

Por último se han tratado algunos aspectos que complementan este trabajo. Mediante el estudio de secciones delgadas se han establecido la transformación sufridas por la serie precámbrica en el cinturón metamórfico de Sierra Morena Occidental (Anticlinorio Badajoz-Córdoba), así como las deformaciones íntimas en ese nivel tectónico. También se ha tratado el emplazamiento tectónico de las masas graníticas con una relación deformación-emplazamiento.

Los datos obtenidos han sido resumidos en las siguientes etapas:

- 1) Cartografía detallada de las series cámbricas y precámbricas de la Baja Extremadura.
- 2) Análisis tectónico de las estructuras cartografiadas y de las estructuras menores.
- 3) Establecimiento de las series precámbricas y cámbricas de toda la región.
- 4) Readaptación de las áreas vecinas, haciendo hincapié en los puntos no coherentes. (problemas cartográficos).

Estos datos han permitido.

- A) Definición del Cámbrico y el Precámbrico y sus esquemas correlativos globales.
- B) Evolución geotectónica en base a los esquemas anteriores.

C) Interpretación estructural del basamento hercínico en cuanto al aspecto morfológico actual y la posible conexión con áreas próximas cubiertas por materiales modernos.

Todo lo anteriormente expuesto representa en realidad el programa de investigación llevado a cabo, en el que se afirman las hipótesis de partida.

3. los materiales

3.1. INTRODUCCION

Unicamente serán tratadas en detalle las formaciones cámbricas y precámbricas. Las formaciones del Paleozoico más superior sirven como auxiliares delimitadores y como sustento físico de las deformaciones hercínicas, por tanto, unicos elementos capaces de datar esos diastrofismos.

En conjunto, el termino "anteordovicico" puede caracterizar perfectamente estas formaciones allí donde es imposible cualquier datación mediante fósiles. En la región estudiada existe un amplio "hinterland" - entre Sierra Morena y Los Montes de Toledo-donde se dan estas circunstancias. Por este motivo y por las dificultades de afloramiento de las zonas deprimidas de Extremadura Central, es necesario distinguir la zona de Sierra Morena donde se dan las circunstancias más favorables. Estas circunstancias son: a) Determinación mediante fósiles del Cámbrico Inferior, b) Existencia de un relieve enérgico (levantamiento terciario de gran radio) que permite el afloramien-

to continuo de series completas.

Así pues, en la etapa de descripción de datos se -
hará una división geográfica cuya justificación vi
ne dada por las diferencias geológicas para el Cám-
brico y el Precámbrico (VEGAS, 1970, 1971 b).

En cuanto a las características generales de los ma
teriales cámbricos y precámbricos, se pueden remar-
car algunos aspectos. Las formaciones precámbricas
presentan una patente homogeneidad litológica in-
cluso a nivel de componentes mineralógicos. Consti-
tuyen series típicamente geosinclinales con alter-
nancias rítmicas de pizarras y grauvacas. Este ca-
racter rítmico se encuentra también en unidades mu-
cho menores y también a escala microscópica.

Las formaciones cámbricas, por el contrario, no pre
sentan una continuidad litológica tan manifiesta.

Los niveles fosilíferos están concentrados -según los
hallazgos notificados hasta el momento- en dos gran

des alineaciones de Sierra Morena Occidental y en es casos puntos aislados de los Montes de Toledo. Sin embargo, la constancia de los elementos ordovicicos y la homogeneidad de las series flyschoides precámbricas facilita la correlación al menos de los materiales cámbricos en sentido amplio. Las correlaciones particulares de las diferentes series cámbricas se han hecho en este trabajo en base a la constancia del nivel de "Calizas con Arqueociátidos", que incluso tienen gran valor marcador en todo el cinturón hercínico europeo. En base a este aspecto ha sido realizada una correlación esquemática por el autor (VEGAS, 1971 b).

Con respecto a las series del Paleozoico más superior (Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero) no existen grandes problemas desde el punto de vista de este estudio. Aún siendo en conjunto incompletos, presentan una gran homogeneidad litológica y gran abundancia de fauna, por lo cual sirven perfectamente como enmarcadores y sustentadores de las deformaciones hercínicas, con la ventaja de presentar

por su disparidad en cuanto a competencia, diversas respuestas a las deformaciones. Mediante este último aspecto es posible una mejor comprensión de las formas geométricas de plegamiento y fractura encontradas en las series "anteordovícicas".

Así pues en los apartados siguientes los datos estratigráficos quedarán ordenados según el periodo cronológico y dentro de él según las diferentes áreas geográficas.

3.2. ESTRATIGRAFIA DEL PRECAMBRICO.

Las rocas de edad precámbrica han sufrido variada fortuna en cuanto a su aceptación para esta parte de la Península. En un principio se asimilo el concepto roca metamórfica igual a roca precámbrica antigua. Se crea entonces el termino ambiguo de "estrato cristalino". Aparecen entonces extensas áreas arcaicas en el SW. de España en los mapas geológicos de finales del siglo pasado. Sin embargo, ya existe un intento de invocar otros caracteres defi

nitorios del "Arcaico". En este sentido, MACPHERSON (1879) describe una discordancia al N. de la Provincia de Sevilla, que él supone separadora de los terrenos precámbricos de los paleozoicos.

En un extenso espacio de tiempo perdura el concepto "estrato cristalino" y al mismo tiempo se supone que las rocas antecámbricas deben ser metamórficas y fuertemente discordantes bajo una cobertura paleozoica.

Con estas ideas se llega prácticamente hasta la actualidad y el Precámbrico está ausente de todos los mapas de síntesis de España, con la excepción de los afloramientos metamórficos.

Estas ideas cambian radicalmente al concebirse el fenómeno del metamorfismo de una manera diferente, con la consiguiente demostración de una edad mucho más reciente para la casi totalidad de los afloramientos metamórficos de la Península. Al mismo tiempo es superado también el concepto de fuerte discordancia

más fuerte metamorfismo para diferenciar el Precámbrico. A partir de LOTZE (1945) y sobre todo en su publicación de 1956, se empieza a admitir la existencia de áreas precámbricas involucradas en el ciclo hercínico. Aún existiendo casos en que la apreciación de este autor resulta errónea, la idea básica perdura y se confirma en el segmento septentrional del Macizo Hespérico; donde resultan incontestablemente precámbricas las "Narcea Schichten" (LOTZE, 1956). El mayor desarrollo del conocimiento geológico del NW de la Península frente a otras áreas hercínicas, incluye ya la aceptación de materiales del Precámbrico Superior (DE SITTER, 1962; PASTOR GOMEZ, 1962 y numerosas publicaciones recientes).

Respecto al ámbito meridional y central hespérico la aceptación de series precámbricas según las nuevas ideas es mucho más tardía. Únicamente BOUYX continúa, en cierto modo, las ideas de LOTZE y postula la existencia de áreas precámbricas en la Provincia de Ciudad Real (BOUYX, 1959, 1962 y 1963). Posteriormente es demostrada la existencia de rocas precámbricas en

el yacente de series del Cámbrico Inferior datados por fósiles (VEGAS, 1968) y con este nuevo concepto se llega a un paralelismo con respecto a la región del NW. de la Península. Con estas nuevas ideas se abordará el estudio de los materiales precámbricos del área investigada.

3.2.1. EL PRECAMBRICO DE SIERRA MORENA OCCIDENTAL BAJA EXTREMADURA.

Las rocas precámbricas afloran en el núcleo de dos estructuras mayores hercínicas, donde excepcionalmente se puede establecer una división estratigráfica en varios conjuntos. Esto último constituye por vez primera una determinación más precisa del conjunto monótono de estos materiales.

Los datos sobre las rocas precámbricas y su sucesión cronoestratigráfica pueden obtenerse en las dos estructuras anticlinoriales antes mencionadas. La correlación de estos datos independientes servirá de base firme para las ulteriores correlaciones.

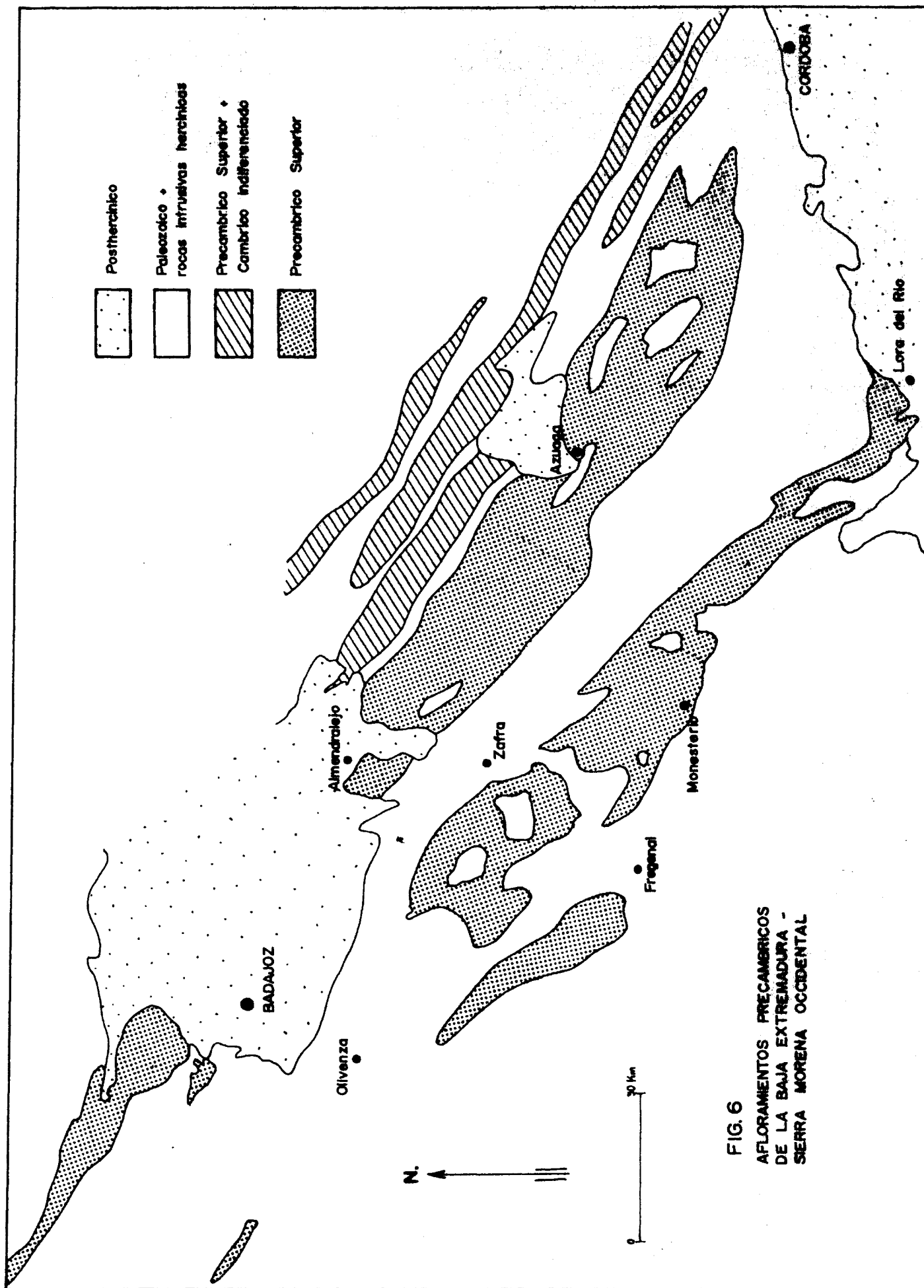


FIG. 6
AFLORAMIENTOS PRECAMBRICOS
DE LA BAJA EXTREMADURA -
SIERRA MORENA OCCIDENTAL

nes. Así pués, se establecerá una descripción de las rocas precámbricas de las zonas siguientes:

A) Anticlinorio Olivenza-Monasterio

B) Anticlinorio Almendralejo-Azuaga

A) ANTICLINORIO OLIVENZA MONASTERIO.

En esta gran estructura (ALIA, 1963) el Precámbrico aflora en una gran banda de 30 Km. de **anchura**, donde excepcionalmente y salvando las dificultades tectónicas se intenta por primera vez una división cronoestratigráfica.

Los materiales precámbricos forman una potente serie de pizarras y grauvasas con cuarcitas subordinadas de tonalidades oscuras muy bien separables de los materiales cámbricos que son litologicamente más variados.

No existe ninguna referencia bibliográfica en la que se tratasen estos materiales en conjunto. El Profesor

Alia Medina solía utilizar el nombre de "serie negra" para definir parte de estos materiales aflorantes en el amplio valle del río Ardila, entre las localidades de Zafra y Fregenal de la Sierra. Este nombre era muy significativo, pues hace referencia a los niveles de cuarcitas negras y a la tonalidad gris oscura dominante en las pizarras.

En 1968 el autor de este trabajo dió una edad precámbrica para la "serie negra" y una primera descripción global (VEGAS, 1968). Posteriormente el termino "serie negra" ha tenido gran fortuna y ha sido utilizado quiza de manera abusiva. Numerosos autores (1) han nombrado de esa manera otros materiales a veces discutiblemente semejantes, donde muchas veces es casi imposible extrapolar las tonalidades oscuras de la región de donde procede la denominación.

Por todos estos motivos y como ya había sido apuntado (PARGA & VEGAS, 1972 b.) es conveniente utilizar nue-

(1) Sobre todo los geólogos portugueses que trabajan en las zonas fronteras del Alto y Bajo Alentejo.

vos nombres individuales para cada una de las series precámbricas aflorantes a los dos anticlinorios anteriormente descritos. Se propone en este trabajo el nombre de Formación Bodión para definir el conjunto de los materiales precámbricos de este área.

Descripción de la serie.

Localización del afloramiento.- Ocupa el núcleo de una estructura anticlinorial cuyo eje puede definirse por la alineación de las localidades de Olivenza y Monasterio (ALIA, 1963) y que se continua hasta el borde de la Sierra Morena en la región de Lora del Rio (MARIN & MINGARRO, 1962; BARD, 1969; VEGAS, 1970).

Derivatio nominis.- La elección del nombre se ha hecho en relación con el rio Bodión, que la atraviesa hasta su desembocadura en el Ardila (Hojas topográficas 875-Fregenal de La Sierra y 876 Fuente de Cantos).

Materiales que forman la serie.- En conjunto aparecen como una formación monotona difícilmente diferenciable y de aspecto masivo y potente. Este último caracter

viene impreso en el relieve por un paisaje alomado sin resaltes litológicos, con las excepciones de algunas bancos de cuarcitas, que dan una sensación de país monótono, a lo que hay que sumar la ancha banda de afloramiento.

Se trata de una formación predominantemente constituida por pizarras y grauvacas a veces en ritmo flysch con caracter monótono. Esto coloca esta serie en un ambiente "geosinclinal típico" de sedimentación. Para esto hay que tener en cuenta además la existencia de rocas volcánicas básicas relacionables con el volcanismo formado en estas áreas subsidentes.

Estos materiales estan fuertemente deformados -al menos durante 3 fases diastroficas- y presentan un metamorfismo de muy bajo grado, sin sobrepasar nunca la isograda biotita.

Sucesión estratigráfica.- Al SE. de Fregenal de la Sierra existe un buen afloramiento continuo de la

Formación Bodión. Dado el carácter "masivo" de esta formación y las complicaciones estructurales de orden secundario no resulta factible en un estudio comparativo regional efectuar subdivisiones finas cronoestratigráficas. De hecho todos los autores hasta el momento al referirse a ella lo han hecho en términos de conjunto masivo. No obstante es posible una subdivisión en tramos de acuerdo con la naturaleza petrográfica y es posible también un ensayo de situación cronoestratigráfico de los tramos que se han podido diferenciar en esta monótona formación.

Dado la situación especial del flanco sur del Anticlinorio Olivenza-Monasterio es arriesgado definir la parte más superior de la formación (sobre todo por la existencia de fuertes vergencias dirigidas al SW. y por el carácter claramente erosivo del límite Cámbrico de toda esta región). Se ha elegido, por tanto, el perfil estratigráfico entre

Segura de Leon y Fuente de Cantos para la descripción de la serie estratigráfica y la comparación de ambos flancos.

La descripción se hará a partir de los niveles intermedios (transición Cámbrico-Precámbrico) de características petrográficas muy continuas (serie porfiroide de transición, VEGAS, 1968), de manera que el perfil estratigráfico es conveniente hacerlo a partir de este nivel-guía, es decir de techo a muro.

Desde la localidad de Segura de Leon aparecen los siguientes materiales:

1. Porfiroides masivos que engloban diversas capas de materiales diferentes (volcanitas acidas, cuarcitas y arcosas y hacia la base niveles con cantos de cuarcita).
2. Tramos de rocas volcanicas de naturaleza tra-coandesítica.

3. Pizarras arcillosas deleznaibles de tonalidades grises, en ocasiones de grano grueso. Dentro del conjunto pelítico existen pequeños bancos subordinados (30 cm.) de cuarcitas negras a veces con tonos azulados. En las cuarcitas se observan microtominaciones. El conjunto pelítico es arenoso hacia el techo, acentuandose el caracter arcilloso hacia el muro.
4. Alternancia de grauvacas groseras y grauvacas bandeadas en paquetes de varios metros de potencia. En este tramo las pizarras arcillosas negras tienen caracter secundario.
5. Tramo de pizarras grises predominantes con intercalaciones de grauvacas listadas. En el conjunto se destacan niveles de cuarcitas negras microbandeadas, muy duras que dan caracter tipico a la serie. Las bandas de las cuarcitas constituyen un buen control para la observación de los micropliegues que muestran características geometricas de una génesis bifásica (pliegues en gancho).

6. Pizarras arenosas bandeadas, pizarras arenosas y cuarcitosas duras con bancos subordinados de cuarcitas. Ocasionalmente hay lentejones de "diabasas" y muy excepcionalmente algún nivel discontinuo de calizas silicificadas.

Dada la complejidad del anticlinorio, -por lo menos dos pliegues mayores en cada flanco- es difícil un computo de potencias parciales. Algunos tramos parecen repetirse y otros afloran a distancias de más de 1 Km. sin interrupción. Teniendo en cuenta el buzamiento medio de las capas (unas 40°) y los pliegues mayores se puede calcular una potencia total de un orden de magnitud próximo a 6.000 m. Naturalmente este orden de potencia tiene un valor únicamente provisional, pero significativo a la hora de considerar el grado de monotonía y espesor de estos sedimentos de naturaleza pizarrosa-grauvaquica.

Por las mismas razones tampoco es posible una subdivisión fina atendiendo a capas litológicamente diferenciables, pues los tipos de rocas clasificados se

repiten indefinidamente. Teniendo en cuenta este hecho se ha realizado una sucesión cronoestratigráfica diferenciando conjuntos en los que predomina un tipo u otro de las rocas encontradas.

Esta sucesión cronoestratigráfica queda establecida de la siguiente manera para la Formación Bodión:

De techo a muro.

- Tramo formado por rocas volcánicas de composición traqui-andesítica.
- Tramo fundamentalmente pelítico compuesto por pizarras micáceas grises (diversos colores de alteración) y lechos secundarios de cuarcitas negras a veces microbandeadas.
- Tramo de naturaleza grauváquica por la mayor participación de grauvacas frente a los niveles de pizarras arcillosas negras. Las grauvacas pueden ser de dos tipos: grauvacas lista-

das con bandeado milimétrico y grauvacas groseras de de caracter más masivo.

- Hacia la base se diferencia un tramo de pizarras grises cuarzofeldespaticas microbandeadas con niveles menores de cuarcitas negras con resalte morfológico y ocasionalmente zonas de caracter psamítico, lentejones de diabasas y calizas (1)

Descripción de las rocas que componen la serie.

Se han diferenciado los siguientes tipos y subtipos de rocas componentes de la Formación Bodión.

1. Grauvacas

- a) Grauvacas groseras
- b) Grauvacas listadas

2. Rocas pelíticas

- a) Pizarras cuarzofeldespaticas
- b) Pizarras micaceas

(1) Estas calizas discontinuas y raras tienen un excepcional afloramiento junto al pueblo de La Calera (entre Monasterio y Segura de Leon)

3. Rocas cuarzofeldespáticas

- a) cuarcitas negras
- b) psomitas

4. Rocas volcánicas

- a) diabasas
- b) traqui-andesitas

Grauvacas.

1a) En este tipo de textura los granos son aproximadamente equidimensionales y su tamaño oscila alrededor de 0,5 mm. Están empastadas en una matriz que no excede del 10%. El grado de rodado y esfericidad es moderado y en algunos casos es patente una cierta orientación (fig. 7) disponiéndose los ejes largos de los granos orientados paralelamente a los planos de estratificación.

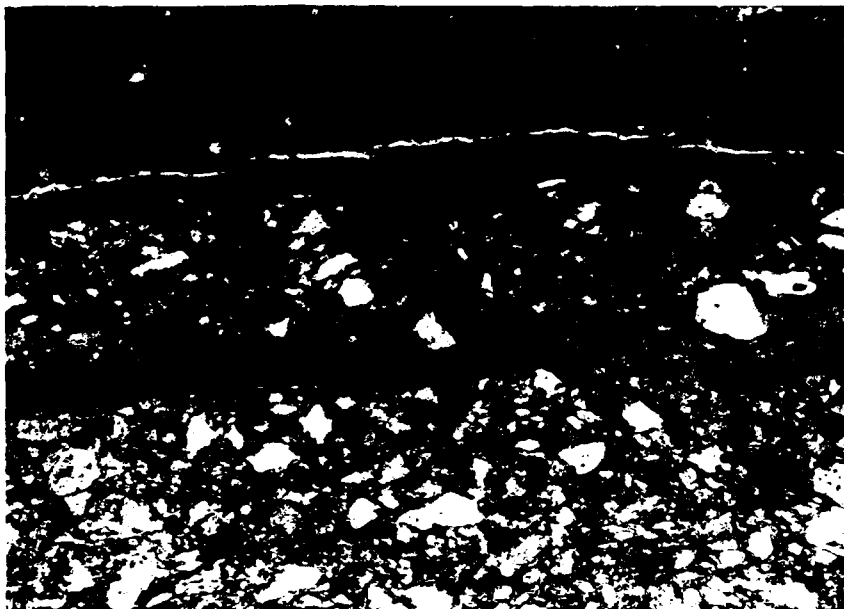
La composición de este tipo de grauvaca se desglosa en un 50% aproximado de feldespatos, un 40% de cuarzo y el 10% restante corresponde a una matriz mica-cea.

Los feldespatos son fundamentalmente plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina (30% An.) en general subredondeados y con superficie anubarrada por alteración. El feldespato alcalino está en proporciones más reducidas y también en granos subredondeados. Se trata de ortosa homogénea con superficie alterada a agregados micaceos.

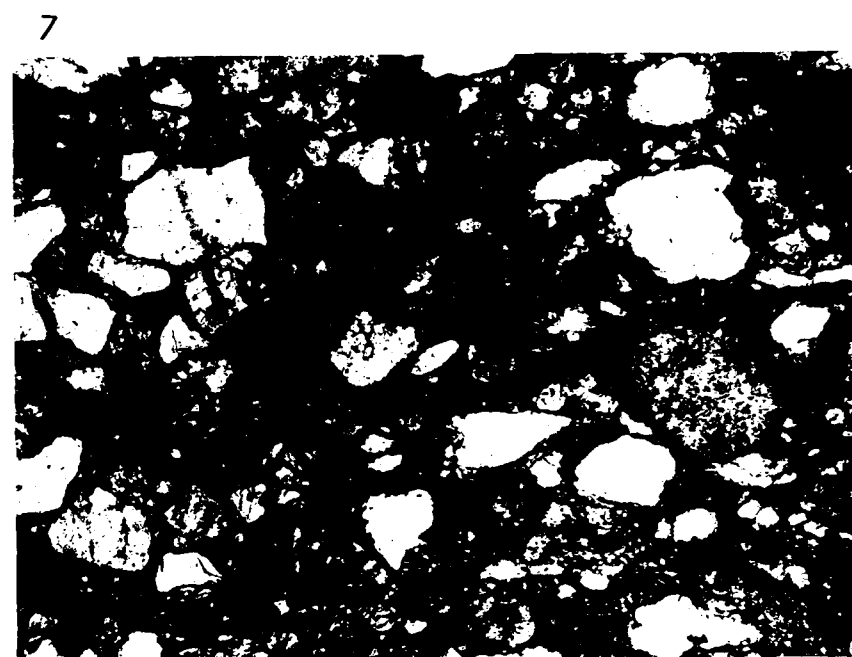
Los granos de cuarzo son más angulosos. Presentan siempre una marcada extinción ondulante y bandas de deformación, indicando ambos caracteres una clara procedencia de rocas metamórficas.

Como minerales accesorios aparecen algunos cristales de apatito y de circón redondeados.

La matriz -algunas veces reducida al 5%- está formada fundamentalmente por sericita, pero son también patentes algunas placas de moscovita y biotita. En ocasiones esta impregnada de óxidos metálicos.



8



1b) La diferencia con las anteriores viene marcada por el tamaño desigual de los granos y por la existencia de una clara grano-selección, que queda bien reflejada en bandas esencialmente grauvaquicas con tramos pelíticos y viceversa (fig. 8).

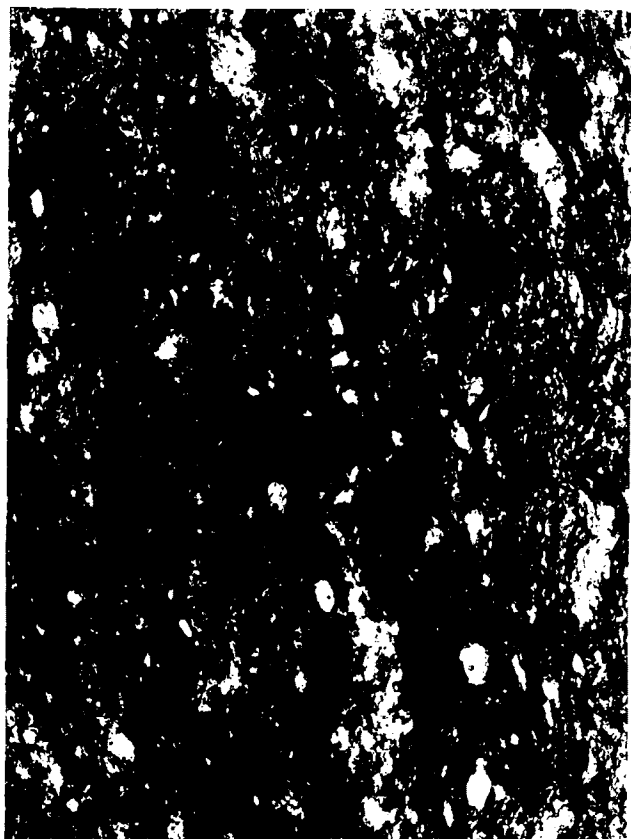
La composición de las bandas grauvaquicas es análoga a la de las descritas en el apartado anterior -aprox. 10% de matriz, granos de cuarzo y feldespato (plagioclasa An. 30 y orlosa) etc-. En las bandas fundamentalmente pelíticas la matriz es predominante con algunos granos aislados de cuarzo, que presentan frecuentemente algunos de sus bordes picoteados de finas laminillas de sericita de neoformación con una orientación preferente. También existen granos aislados de feldespato (ortosa y plagioclasa) y algún fragmento de roca ignea. Es frecuente además la presencia de cubos de pirita. En estas bandas se observa cuando menos una evidente crenulación y a veces planos de esquistosidad de fractura.

Rocas pelíticas

2a) Representan un término transicional entre las rocas detríticas y las pelíticas de esta serie, y muestran una composición semejante a las bandas pelíticas de las grauvacas listadas; es decir, contienen una proporción relativamente alta de granos de cuarzo y feldespato, este último fundamentalmente plagioclasa (An_{28-30}). Los granos están empastados en una matriz principalmente sericítica, que contiene gran cantidad de pulverulencia de óxidos metálicos.

En la matriz se pueden observar claramente estructuras planares dinamometamórficas en fases genéticas sucesivas sobre una estructura planar ya formada.

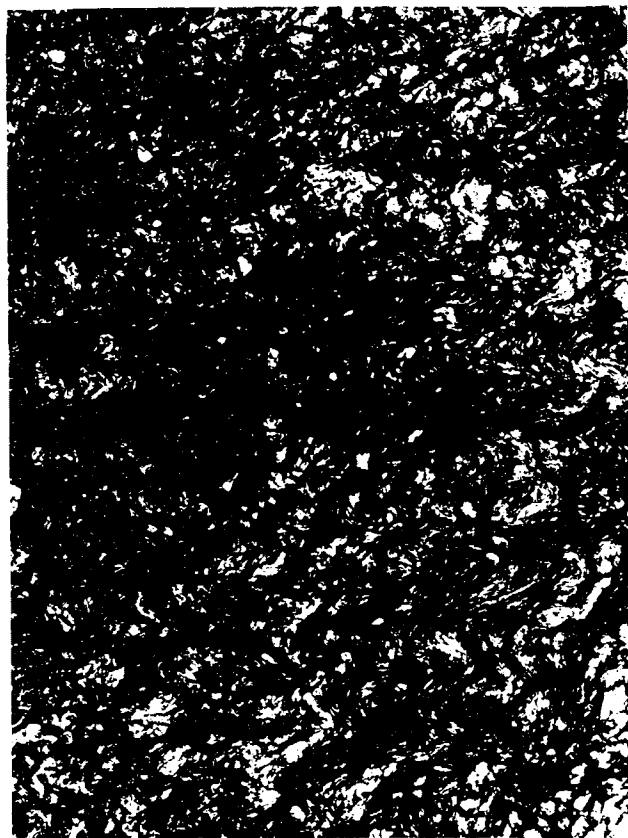
- i) presencia de crenulación en el material micáceo (fig. 9)
- ii) aparición de esquistosidad de fractura (fig. 10)
- iii) esquistosidad de fractura con individualización de microlitos (fig. 11)



9



10



11



12

iv) esquistosidad de flujo (fig. 12)

En el sentido de las recrystalizaciones, se comienza por la presencia de abundantes granos de cuarzo picoteados en sus extremos por cuarzo y sericita (?) de neoformación, incipiente recrystalización de micas (moscovitas, biotita) y cuarzo, recrystalización metamorfica completa.

La consecuencia final es un esquisto micaceo con foliación marcada y formado por cuarzo y biotita fundamentalmente.

2b) Aunque este grupo comprende rocas predominantemente micaceas, el cuarzo y la plagioclasa suelen aparecer en partículas ligeramente más gruesas e interestratificadas con el material micaceo (fig. 13). En el techo de la formación estas pizarras están finamente estratificadas y su composición es principalmente sericitica (?) con interestratificación de material cuarzofeldespático y partículas de óxidos metálicos y de naturaleza probablemente carbonosa.

Hacia la base de la formación se puede observar en este tipo de rocas como va apareciendo una marcada esquistosidad con individualización de microlitos, recristalización de biotita etc.

Rocas cuarzofeldespáticas.

3a) En general son variedades de grano muy fino, de textura en agregado de mosaico entrelazado de cuarzos equidimensionales y orientados (fig. 14). Casi exclusivamente el único componente es el cuarzo. En algunos casos existe algo de carbonato a modo de cemento, aunque en proporciones accesorias.

Por el contrario, es muy frecuente una impregnación ferruginosa en partículas finísimas, que da un color negro al conjunto de la roca.

3b) Se trata de arenas cuarcíticas formadas por un mosaico cuarzofeldespático inequigranular en el que destacan granos mayores también de cuarzo y plagioclasa con bordes dentados. La mica detrítica (hidromoscovita, sericita ?) está dispersa por la roca sin ninguna orientación. También hay minerales accesorios pesados como circón y turmalina.

Rocas volcánicas.

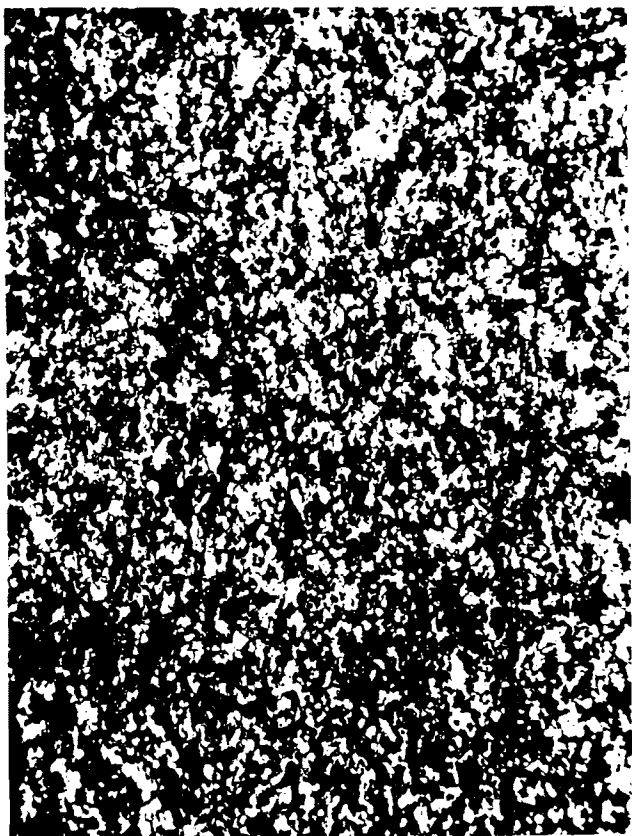
4a) Tanto la antigua textura ígnea como la composición de estas rocas han sufrido marcadas modificaciones. De esta manera las rocas en general presentan unas texturas esquistosadas, aunque en algunas zonas se observan las reliquias de la antigua textura diabásica (fig. 15).

La roca está formada por plagioclasa alterada, fracturada y en ocasiones recrystalizada. Los granos de plagioclasa recrystalizada son sin duda albita (An_{10}); mientras que los granos de la antigua plagioclasa corresponden a labrador (An_{50}).

El componente félsico es siempre de neoformación. Se trata de un anfíbol de la serie actinolita-tremolita, que aparece en masas fibrosas, en ocasiones relacionado con la plagioclasa original muy alterada. Por este motivo se puede suponer que parte de su composición provenga de esa plagioclasa y parte de antiguos minerales máficos.

Como mineral accesorio muy común aparece esfena en formas idiomorfas o en agregados arrosariados orientados, al igual que los anfíboles, según los planos de esquistosidad.

4b) A pesar de su alto grado de transformación, se pueden considerar como rocas de tipo traquítico-andesítico (fig.16)



15



13



16



14

En los ejemplares menos transformados se observan dos tipos de texturas, a) textura porfídica criptocrystalina en ocasiones fluidal; b) textura hipocrystalina traquitoide sin fenocristales.

Estos últimos están exclusivamente representados por plagioclasa tipo andesina ($An_{30} - An_{35}$), parcial o totalmente alterados a sericita.

En cuanto a la matriz, en el caso mas favorable, se pueden reconocer algunos microlitos de plagioclasa entre una masa sericitica, en la que además hay recristalización de cuarzo abundante en grietas y formas irregulares.

No hay en absoluto material secundario que ponga de manifiesto existencia de minerales félicos. Se trata de rocas eminentemente leucocráticas.

Las variedades no porfídicas tienen una composición análoga a la de la matriz de la variedad porfídica y es muy frecuente que estén impregnadas de óxidos ferruginosos, presentando además grietas con recris

talizaciones de cuarzo y carbonatos.

En los casos en que la transformación es completa, tanto la matriz como los fenocristales están sericitizados; pero es evidente la textura porfidica ignea original.

Edad y variaciones laterales de la Formación Bodión.-

Al no existir hasta el momento ningún argumento bioestratigráfico es preciso referirse a criterios de situación estratigráfica con respecto a las series circundantes.

La atribución de una edad precámbrica para esta formación fue realizada por el autor (VEGAS 1968) en base a su situación en el yacente de una potente serie detrítica en cuyo techo se han datado los restos fósiles mas antiguos pertenecientes al Cámbrico Inferior. Esta datación realizada para la región del SE de Fregenal de la Sierra ha resultado válida para

todo el area del Anticlinorio Olivenza-Monasterio. Los elementos de comparación con otras series análogas serán discutidos más adelante.

En cuanto a las variaciones laterales, no existe ningún cambio remarcable en este extenso afloramiento. Aparecen siempre las mismas asociaciones de rocas anteriormente descritas. Unicamente es digno de resaltar la diferencia que se puede observar entre los afloramientos andesíticos de los tramos volcánicos del techo en uno y otro flanco del Anticlinorio. Este tramo volcánico aparece muy potente hacia el N (región de Fuente de Cantos) mientras en el flanco meridional es muy reducido (Segura de Leon) o puede faltar por completo. Este caracter de variación de la acumulación de productos volcánicos será utilizada como indicador de episodios de levantamientos isocrónicos, de ahí su importancia.

Respecto a la transformación de los sedimentos originales, es importante resaltar que en la mayoría de los casos los granos de cuarzo presentan recristali

zaciones de mica (serícita) y cuarzo con orientación predominante (fig. 17). De acuerdo con KOSSOSKOIA & SHUTOV, 1959 (en BOUYX, 1970) esto es característico de una zona de transición entre la diagénesis y el metamorfismo. Esto mismo es descrito por BOUYX (op. cit.) en las series semejantes a esta aflorantes en el núcleo precámbrico de Alcudia.

B. ANTICLINORIO DE ALMENDRALEJO-AZUAGA.

Las formaciones precámbricas aflorantes en el núcleo de esta estructura son sorprendentemente similares en gran parte al conjunto de la Formación Bodión anteriormente descrita. En un trabajo anterior (VEGAS 1970) estos materiales fueron asimilados al Precámbrico en base a su similitud con la serie precámbrica del eje Olivenza-Monasterio y a su posición bajo las series detríticas idénticas, atribuibles estas últimas a la ruptura estratigráfica de la base del Cámbrico.

No existen tampoco en este caso citas bibliográficas

sobre materiales precámbricos de esta zona. VEGAS, (1970) y PARGA & VEGAS (1972) han definido y delimitado estas formaciones evidentemente precámbricas.

No obstante la gran similitud de parte de la serie precámbrica de esta zona con la Formación Bodión, existen serias complicaciones estructurales que obligan a un estudio individual, de todos los materiales de aflorantes en esta estructura.

En primer lugar es posible una primera división en dos formaciones de características petrográficas muy diferentes: una superior de naturaleza esquistograuvaquica y otra inferior constituida por rocas porfiroides (1) de composición muy característica.

Para el conjunto superior se propone el nombre de Formación Usagre mientras que para el conjunto inferior se propone el de Formación Llera.

Como se tratará más adelante, una patente disime-

(1) El termino "porfiroide" será utilizado unicamente con valor descriptivo sin implicar ningún carácter genético.

tría en cuanto a metamorfismo en ambos lados del An
ticlinal estudiado dificulta la descripción estrati
gráfica. En esta disimetría es preciso incluir la
importante variación entre las series cámbricas de
uno y otro flanco del anticlinal estudiado en este
apartado.

Formación Usagre

Derivatio nominis. Se propone por primera vez un nom
bre para designar este conjunto de rocas pelítico-
grauvaquicas. Se ha elegido para ello el nombre de
la Rivera de Usagre que discurre perpendicular a la
dirección de las capas al norte de la localidad del
mismo nombre.

Localización del afloramiento. Estas rocas se sitúan
en ambos flancos del anticlinal Almendralejo-Azuaga.
Hacia el NW. quedan cubiertas por sedimentos conti-
nentes recientes de la "fosa del Guadiana" y hacia
el SE se prolongan hasta la línea geotectónica del

Guadalquivir. Ocupan, por tanto, dos bandas bien definidas situadas en el flanco norte de las Sierras calcareas de la alineación Zafra-Llerena-Alanís y en la vertiente sur de las alineaciones cuarcíticas de Hornachos.

Materiales que componen la serie. La Formación Usagre está constituida por rocas muy semejantes a las de la Formación Bodión. Esta analogía ya fué expresada anteriormente (VEGAS, 1970). Los caracteres constantes de ésta comparación resultaron tener una extensión regional muy amplia como definidores de las series precámbricas de todo el SW de España (VEGAS, 1971) y aún semejantes a una parte del Precámbrico definido para la Península (PARGA & VEGAS, 1972 a y b).

En un perfil estratigrafico realizado a partir de la localidad de Usagre se aprecia una sucesión de materiales sorprendentemente semejante a la descrita para la Formación Bodión. Bajo las series detríticas inferiores a los niveles carbonatados del Cámbrico Infe-

rior (calizas de Los Santos-Llerena), aparecen potentes capas de volcanitas acidas y más inferiores los materiales esquistoso-grauvaquicos con los niveles de cuarcitas negras microbandeadas. No puede existir duda alguna sobre la comparación de estos materiales.

También parece existir una correspondencia entre los tramos diferenciados dentro de la denominación Bodión y las que aquí se pueden distinguir teniendo en cuenta la predominancia de uno u otro tipo de roca (pizarras, grauvacas, cuarcitas, volcanitas etc.). De esta manera resulta válida una división en tramos análogos a la ya descrita.

La descripción de los diferentes tipos de rocas resultaría reiterativa pues el estudio microscópico realizado acentúa aún más la identidad Bodión Usagre. Por este motivo no se realiza aquí el correspondiente apartado de descripción.

Edad y variación de la Formación Usagre. Tampoco en

este caso es posible invocar argumentos bioestratigráficos directos; sin embargo, según los conocimientos actuales no existe duda sobre la posición precámbrica de la Formación Usagre. Su relación es muy clara con respecto a los niveles carbonatados y las series detríticas groseras indica doras de los niveles más bajos del Cámbrico (faunas de la región de Alanís y San Nicolás del Puerto).

En cuanto a las variaciones no se aprecian cambios substanciales en la distribución espacial de los tramos diferenciados. Únicamente de nuevo el tramo traquiandesítico superior tiene su mayor desarrollo de manera convergente con el caso del Anti clinal de Olivenza-Monasterio; es decir, aparece preponderante en el flanco meridional. Este dato será utilizado con valor paleogeográfico.

Formación Llera

En esta división se incluyen los materiales "porfíroides" aflorantes en relación con la Formación

Usagre. Estos porfiroides han sido descritos recientemente -BARD 1967, VEGAS 1970- y dada su compleja composición y su posición estructural han representado problemas en cuanto a su determinación. Posteriormente PARGA & VEGAS (1972) han realizado una situación global de este tipo de rocas dentro de las formaciones precámbricas de la Península.

Derivatio nominis.- Por su estrecha semejanza estratigráfica y petrográfica con las formaciones porfiroides del NW de España, estos materiales han sido denominados Formación Ollo de Sapo (PARGA & VEGAS 1972) alcanzando esta denominación un nombre casi genérico. Por razones de mejor manejo de las formaciones del área estudiada el autor prefiere utilizar una denominación concreta no prejuizgadora de posibles correlaciones.

El nombre de Formación Llera se ha tomado de la localidad Llera situada al N de Usagre (Hoja topográfica 855).

Descripción del afloramiento.- La Formación Llera aflora en el flanco septentrional del Anticlinal Almendra-lejo-Azuaga, formando una banda continua entre Hinojosa del Valle y las proximidades de Berlanga, a través de Llera y Valencia de las Torres. Después de quedar cubierta por el Terciario que aflora de nuevo en las proximidades de Azuaga (VEGAS, 1970) y se adentra en la provincia de Córdoba (paragneises de DELGADO QUESADA 1971) hasta las proximidades de Argallón.

Posición y descripción de la Formación Llera.- La posición de estos materiales de composición muy singular plantea un pequeño problema al no haber una continuidad perfecta entre ellos y la Formación Usagre en el flanco meridional del Anticlinal. Sin embargo los sedimentos metamórficos del flanco septentrional corresponden a la Formación Bodión y en este caso si se puede apreciar su posición inmediatamente debajo de las formaciones pelítico-grauvaquicas anteriormente descritas.

La formación Llera se presenta como un conjunto poten

te de rocas de aspecto porfiroide con pequeñas intercalaciones de esquistos muy limitados. Toda la formación aparece afectada por metamorfismo regional progresivo que llega hasta la isograda de la sillimanita.

Con la excepción de capas muy limitadas de facies esquistosa, la Formación Llera representa un conjunto de gneises glandulares muy semejantes al tipo "ollo de sapo" del NW de la Península. Esta identidad ha sido mantenida por PARGA & VEGAS (1972) hasta el punto de conservar para esta formación el nombre de "ollo de sapo". Macroscopicamente son rocas glandulares de granoselección muy marcada. Las variedades de grano grueso contienen glandulas de hasta 6 cm. y mayores (fig. 17). Las de tamaño intermedio las tienen de 2-3 cm. según su eje más largo. Progresivamente se pasa a un tipo de grano fino en el cual el tamaño mayor de las glandulas no excede de los 3 mm. siendo el tamaño medio de 0,5 mm. De manera que la mayor parte de ellas son practicamente imperceptibles a simple vista. La consecuencia de esto es que en ob-

servaciones de campo las facies de grano fino parecen tener un número mucho menor de glándulas.

Estas glándulas tan espectaculares -los "ojos" de la descripción de Galicia (1)- están siempre empastadas en una matriz oscura, esencialmente biotítica con flamas estiradas de cuarzo que ponen de manifiesto un claro repliegue -crenulación- de la foliación original. Las líneas de flujo de la matriz rodean perfectamente las glándulas.

Un estudio microscópico detallado pone de manifiesto que en las facies de grano grueso las glándulas están formadas por cristales de feldespato potásico y plagioclasa, mientras que hacia las facies de grano fino hay una notable disminución en la proporción de cristales de feldespato potásico, de manera que en las variedades de grano más fino la mayoría de las glándulas son de plagioclasa.

En general, estas glándulas son cristales individua-

(1) El nombre se debe a P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (vease PARGA & VEGAS, 1972)

les, pero en algunos casos estan formadas por agregados de varios cristales, fundamentalmente de plagioclase y cuarzo intersticial, (fig.18) cuyas características texturales corresponden sin duda a una roca granítica. Es decir, deben representar fragmentos de rocas plutonicas graníticas (granito calcoalcalino).

El feldespato potásico es de tipo ortosa y solo de manera ocasional aparece microclinizada o albitizada en los bordes. La plagioclase es de tipo oligoclase ($An_{20} - An_{25}$) frecuentemente mirmequítica. Ambos minerales suelen estar deformados -planos de exfoliación y de macla fuertemente distorsionados-, rotos y girados, con sombras de presión claramente envueltas por planos de la foliación metamórfica o por "boudins" de cuarzo.

Todas estas características ultimamente citadas indican la naturaleza antemetamorfica de estos cristales.

Es también frecuente la presencia de granate, generalmente roto y alterado, así como de algunos granos de



17a



17b

17c

17a

cuarzo con inclusiones de sillimanita acicular y de pequeños blastos de distena ligeramente deformados.

El conjunto de estos minerales esta incluido en una matriz formada principalmente por flamas "abudinadas" de cuarzo, biotita y moscovita, a las que hay que añadir la presencia de haces de sillimanita fibrosa relacionada con la biotita (o en formas prismaticas en relación con la moscovita).

Las micas más finas dibujan una serie de estructuras agudas (formas poligonales en tejado) que deben haberse generado con anterioridad a la foliación mesoscópica. Las micas tabulares son posteriores y concordantes con esta nueva foliación replegada.

En cuanto a los esquistos intercalados entre las facies glandulares, un estudio microscopico detallado muestra como aparecen pequeños blastos de distena, granate y sillimanita dentro de estas rocas de grano muy fino y esquistosidad muy marcada. Los blastos más abundantes son de distena, decreciendo la frecuencia

de los de granate y sillimanita por este orden. Existen también granos de cuarzo con inclusiones de sillimanita acicular y excepcionalmente algunos granos de feldespató potásico incluidos en "boudins" de cuarzo (claramente antemetamorficos, por tanto).

La matriz que engloba todos estos cristales es de grano finísimo y esta constituida por biotita y algunas flamas de cuarzo.

Origen de las facies de la Formación Llera.- Las facies porfiroides de esta formación muestran algunos aspectos muy interesantes en cuanto a la interpretación de su procedencia de rocas sedimentarias, posteriormente metamorfizadas.

La evidente granoselección de la secuencia gneisica cuarzofeldespatica, así como la presencia de fragmentos de rocas plutónicas con sombras de presión -claramente antemetamorficas- inducen a pensar que en principio estas rocas fueron de naturaleza sedimentaria (detriticas gruesas) y que posteriormente fueron

metamorfizadas. Pueden ser consideradas como meta-grauvacas o metaconglomerados procedentes del desmantelamiento de antiguos granitos (zonado evidente en algunos de los cristales de plagioclasa)1 Las facies de grano más grueso contienen mayor cantidad de feldespato potásico y corresponderían, por tanto, a las zonas más próximas a la zona granítica de procedencia con transporte prácticamente nulo. Las facies de grano fino son mucho más pobres en feldespato potásico y representarían entonces una mayor distancia del área madre con gran incremento de transporte sufrido. Este alejamiento también podría suponerse en el tiempo; es decir, las facies finas pueden resultar también en parte de la reelaboración erosiva de las facies gruesas infrayacentes.

En cuanto a las facies esquistosas, se trata de una roca metasedimentaria originalmente rica en contenido aluminico y de tipo pelítico. Es evidente su determinación como metapelita. La presencia de estos esquistos intercalados corrobora la hipótesis de un origen sedimentario para la mayor parte de la Formación LLera.

Variación y edad de la Formación Llera.- No se han determinado variaciones laterales importantes en esta formación en toda su longitud de afloramiento. Unicamente se han diferenciado las facies de grano grueso inferiores y las de grano fino superiores.

En cuanto a su edad es preciso referirse a su posi
ción con respecto a la Formación Usagre. Teniendo en cuenta esto debe representar la parte más profun
da del Precámbrico Superior aflorante en toda el á-
rea estudiada.

3.2.2. EL PRECAMBRICO DE CACERES-ALCUDIA

Se estudian en este apartado las formaciones precámbricas del Valle de Alcudia y regiones limitrofes (Depresiones del Rio Valmayor, del Esteras, de Argamasilla - etc.) y de la extensa llanura de la Alta Extremadura. Todas estas formaciones representan una perfecta continuidad, pero por su diferente modo de afloramiento y por haber sido estudiadas por separado en todos los trabajos anteriores se establecen aquí dos divisiones geográficas mayores: Región de Alcudia y Región de Cáceres.

Con la excepción de los trabajos específicos de BOUYX y LOTZE, los materiales precámbricos de esta amplia región no han sido tratados como tales. Tradicionalmente han sido considerados como cámbricos -azoicos- e incluso como -"siluricos"- en la antigua acepción de este termino. Existen, sin embargo, datos indirectos sobre todo en trabajos relacionados con las series del Paleozoico superior (Tesis doctorales de la Facultad de Ciencias de Munster).

En una nota anterior el autor había asimilado los materiales precámbricos de esta región a parte de los descritos en Sierra Morena Occidental (VEGAS, 1970); siendo este argumento el más definitivo para intentar datar estas series azoicas en una región donde no existen tampoco fósiles cámbricos de referencia (c.f.3.2).

A. REGION DE CACERES

Se incluyen en esta región los materiales precámbricos aflorantes desde La Serena hasta la frontera portuguesa entre las sierras de Las Villuercas-Cañaveral y las Sierras de Hornachos-San Pedro.

Estos materiales nunca han sido objeto de estudio detallado, con la única excepción de las series descritas por PEREZ REGODON & SOS BAYNAT (1963) en la memoria de la Hoja 650-Cañaveral. Han sido considerados como materiales pizarrosos monótonos con acepciones muy variadas en cuanto a su edad (pizarras antiguas precámbricas, cámbrico potsdamiense, georgiense etc.). Como se verá más adelante es posible encajar estos ma

teriales dentro del Precámbrico del suroeste español y se discutirá la no aceptación de otras edades para los materiales aquí considerados.

Dentro de las series "anteordovicicas" las series precámbricas de esta región corresponden a los materiales situados bajo las potentes capas conglomeráticas asimilables al esquema general de las series de transición. La determinación de estos materiales presenta serias dificultades, pues los afloramientos no son continuos y en gran parte las formaciones superficiales de cobertera enmascaran la estructura, que, por otra parte, es muy poco patente en estas series potentes y monótonas.

Así pues se considera como precámbrica la parte inferior de la "serie anteordovicica" situada bajo los niveles detríticos de transición y que ocupa la gran extensión llana drenada por el Tajo y el Guadiana.

El conjunto precámbrico de la serie anteordovicica será denominado Formación Salor y su composición es-

tratigráfica será referida a la de las Formaciones Bodi6n y Usagre, con los que guarda una estrecha semejanza.

Descripci6n de la Formaci6n Salor.

Derivatio nominis.- Hasta el momento no existe ninguna denominaci6n especifica de los materiales precámbricos de esta regi6n. Unicamente SOS BAYNAT utiliz6 el termino "pizarras del Salor" para definir las "pizarras antiguas" de la regi6n cacereña. Por este motivo se conserva aqui este termino para todo el Precámbrico de facies esquisto-grauvaquica aflorante a la demarcaci6n geografica anteriormente delimitada. El nombre proviene del Rio Salor que atraviesa esta formaci6n entre la Sierra de San Pedro y el Sinclinal de Caceres.

Descripci6n de la serie.- Dada su monotona y la mala calidad de sus afloramientos es dificil establecer tan siquiera una sucesi6n estratigrafica. Es preciso tener una relaci6n de referencia con los materiales suprayacentes, que constituyen una formaci6n detritica grosera.

Los mejores perfiles -con posibilidad de establecer una polaridad clara- han de obtenerse en los flancos de las sierras formadas por cuarcitas armoricanas, cuya edad ordovicica inferior (skiddaw) se puede admitir para toda la región. Con esta idea se han realizado algunos perfiles estratigráficos cuya sucesión cronoestratigráfica es la primera obtenida para el Precámbrico de Cáceres.

Materiales que componen la serie.- Se diferencian dos litofacies fundamentales

- a) pizarras arcillosas de tonalidades diversas por alteración, cuyo color propio es gris verdoso.
- b) grauvacas y sub-grauvacas de grano fino de tonalidades pardas y grises. Con estas grauvacas alternan pizarras de grano grueso, arenosas.

Estos materiales alcanzan una gran potencia y monotonía, en ocasiones pueden repetirse a lo ancho de 5 o más kilómetros hasta quedar parcialmente cubiertos por materiales terciarios o pliocuaternarios (rañas).

La disposición de estos materiales puede observarse en dos perfiles tipo elegidos en función de las series conglomeráticas de transición. Los perfiles se han realizado en el borde septentrional del gran anticlinorio de las llanuras centrales cacereñas uno en las proximidades de Deleitosa y otro en los de Cañaveral (fig. 19).

En las proximidades de Deleitosa (SW de Jaraicejo) el cauce del Arroyo de los Desesperados en dirección al valle del Almonte, la siguiente sucesión de capas:

1. Pizarras arcillosas, lajadas de tonalidades verdosas aflorante bajo el potente manto de derrumbios que tapizan las laderas de las alineaciones de cuarcitas armoricanas.
2. Potentes bancos de conglomerados, algunos con cantos de gran tamaño, con matriz apizarrada alternantes con niveles areniscos que muestran clastos de cuarcita dispersas (conglomerados del Arroyo de los Desesperados, GUTIERREZ ELORZA & VEGAS, 1971).

3. Pizarras arcillosas grises oscuras, con lechos de grauvacas.
4. Alternancia de grauvacas masivas y lechos de pizarras de tonalidades grisáceas. A veces esta alternancia es de ritmo flysch con bancos delgados.
5. Pizarras silíceas y lechos delgados de grauvacas y liditas.

Los terminos 3,4 y 5 corresponden a la Formación Salor mientras los terminos 1 y 2 corresponden al miembro cámbrico-transición del conjunto de la serie anteordovícica.

Un perfil semejante puede obtenerse siguiendo hacia el W. las sierras de cuarcitas. En las proximidades del pueblo de Cañaveral se puede establecer la siguiente sucesión de capas:

1. Conglomerados cuarzosos, pizarras arcillosas verdes.
2. Conglomerados de cantos de cuarcita con matriz pizarrosa alternantes con capas arenosas.

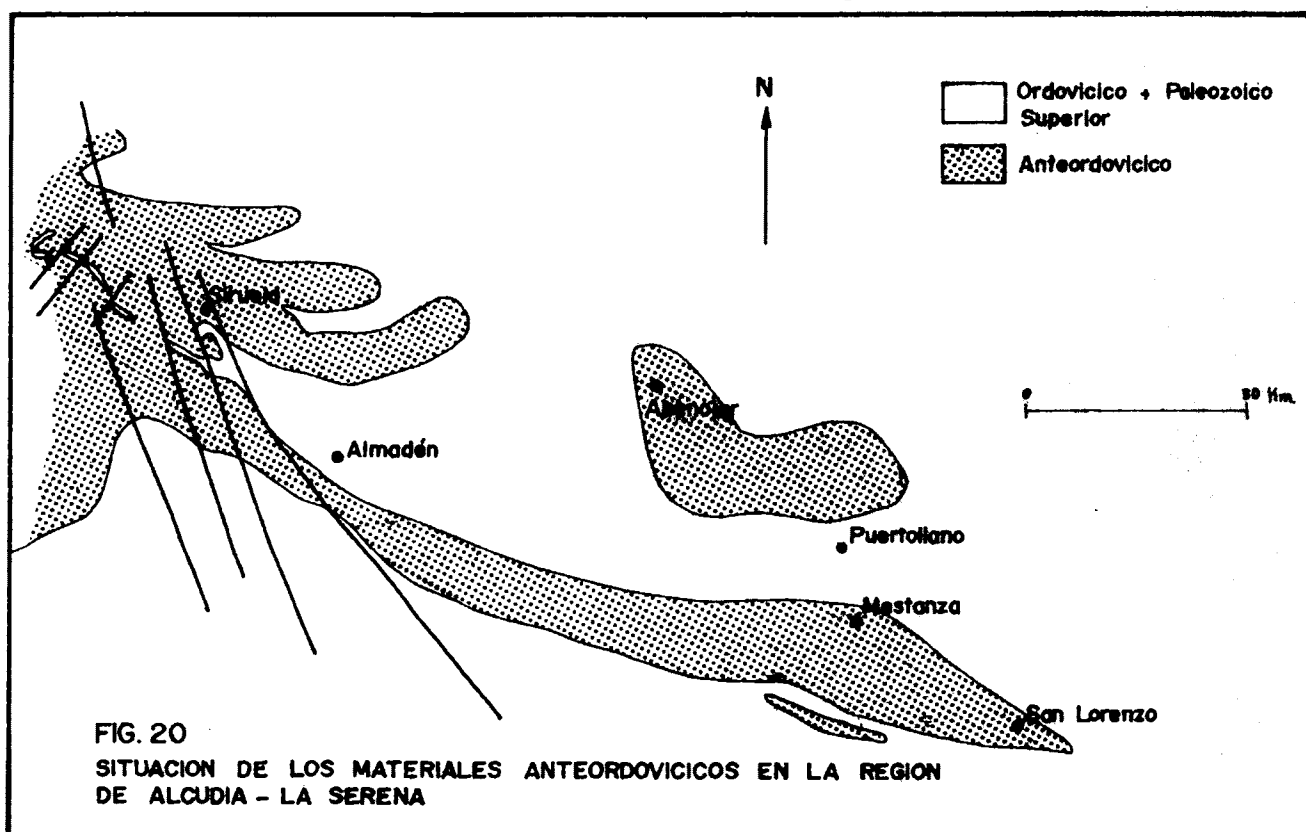
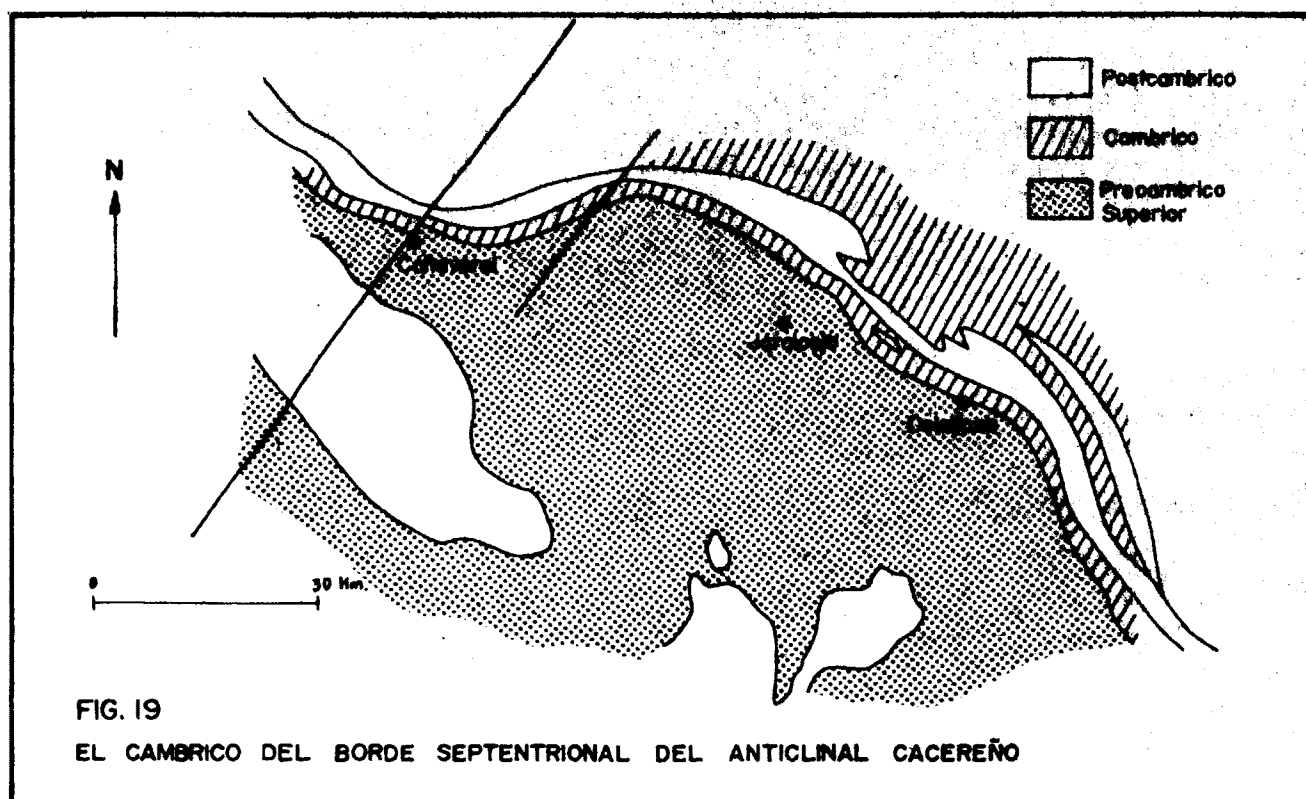
3. Pizarras arcillosas monótonas de coloraciones grises en bancos de gran espesor.
4. Grauvacas pardo-amarillentas con pizarras subordinadas.
5. Pizarras arcillosas con grauvacas intercaladas en ritmo flysch. Hacia la base van predominando las grauvacas.
6. Grauvacas groseras en bancos muy potentes. En algunos tramos aparecen facies bandeadas.
7. Alternancia de pizarras silíceas y grauvacas con predominio de pizarras en algunos tramos.
8. Pizarras silíceas muy potentes. Algunos tramos son de grano grueso.

Este perfil-tipo se puede reconstruir en varios puntos uniendo partes fraccionarias. Los tramos 1 y 2 están siempre en relación con la serie superior o

miembro cámbrico, que aparece siempre en los flancos de los sinclinales ordovicicos. Los materiales precámbricos comienzan a partir del tramo 3 y representan el miembro inferior precámbrico de la serie anteordovicica (complejo esquistograuváquico).

Así pues con cierta regularidad se puede trazar el límite entre los dos miembros del complejo anteordovicico, aunque en muchas ocasiones este límite ha de suponerse bajo las potentes formaciones de derrubios de los flancos de los sinclinales de cuarcita armoricana (fig. 19).

En cuanto a la definición de este límite en el borde meridional del amplio anticlinorio de la Serena-Cáceres también se puede establecer en relación con los afloramientos de las cuarcitas armoricanas de la Sierra de Magacela y de la Sierra de San Pedro. Las series precámbricas se pueden identificar perfectamente bajo los materiales superiores relacionados con las cuarcitas del Arenig.



Subdivisión de la Formación Salor.- Dado el caracter masivo y la carencia de niveles guías es practicamente imposible establecer una estratigrafia fina, si bien una división en tramos de naturaleza esquistosa o grauvaquica es relativamente factible. Teniendo en cuenta el criterio usado para las divisiones de las formaciones precámbricas de Sierra Morena, se pueden distinguir aquí los siguientes tramos:

- Tramo pizarroso predominante, a veces poco potente.
- Tramo de preponderancia grauvaquica.
- Tramo de esquistos y grauvacas con ritmo de alternancia de tipo flysch.
- Tramo de pizarras arenosas.

Esta sucesión de techo a muro parece ser la situación en el tiempo de estos tramos.

La composición mineralógica de estos tramos hace posible una mayor identificación con los materiales componentes de Bodión y Usagre. En esta comparación

hay que resaltar tres aspectos para la Formación Salor:

- a) Ausencia de volcanitas en el techo.
- b) Ausencia o al menos poca importancia de niveles de cuarcitas negras (1)
- c) Aumento de la proporción de facies alternantes de tipo flysch.

Edad y variaciones.- La edad ha de referirse necesariamente a su similitud con las series precámbricas de Sierra Morena y a su posición estructural antedovicica. Se admite una edad precámbrica superior (VEGAS, 1970) frente a otras determinaciones y se discute la definición en cuanto a edad del "complejo esquistograuvaquico", que en este trabajo queda dividido claramente en dos miembros; uno superior de edad cámbrica (Cámbrico superior y/o cámbrico inferior) y otro inferior precámbrico (Formación Salor).

En cuanto a las variaciones laterales, poco se puede afinar dada la extensión y la complejidad del a-

- (1) Sin embargo hay cantos de cuarcita negra en los conglomerados situados en el techo de la Formación Salor.

floramiento. Unicamente se puede apuntar la preponderancia de facies pizarrosas en el flanco meridional del gran anticlinorio del Centro de la provincia de Cáceres (SOS BAYNAT, 1958).

B. REGION DE ALCUDIA.

Esta región representa la continuación al E. de los afloramientos cacereños. No existe solución de continuidad entre ambas.

Los materiales precámbricos, sin embargo, afloran en estructuras hercínicas más apretadas, es decir, en zonas individualizadas que se abren a la llanura de La Serena-Cáceres. Estos materiales han sido clasificados como cámbricos y aún silúricos hasta con las unicas excepciones de las determinaciones de WEGGEN (1955) y BOUYX (1959), que consideraron una edad precámbrica (algonquica de los autores alemanes). Esta edad precámbrica fué corroborada por el autor (VEGAS, 1970) en base a la identidad con la "serie negra" (Precámbrico Superior incontestable de la Sierra Morena).

Dentro del esquema homogéneo de este trabajo se propone el nombre de Formación Alcudia para las series precámbricas de este área que comprende el gran valle de Alcudia de 120 Km. de longitud y otras depresiones menores como la del río Valmayor al Sur de Alcudia y las de los ríos Esteras, Agudo y Tirteafuera en el flanco septentrional (fig. 20).

De nuevo incluimos en la determinación de la Formación dos aspectos fundamentales ya establecidos para la Formación Salor, ya que existe una continuidad perfecta entre ambas.

Estos aspectos fundamentales son los siguientes:

- a) Delimitación de la Formación Alcudia dentro de la serie anteordovícica.
- b) Correlación de la misma respecto a las series precámbricas de la Sierra Morena.

La determinación de estos puntos permite una aclaración importante sobre las formaciones precámbricas de

esta región, que, por otra parte, han sido estudiadas de manera exhaustiva por BOUYX (1970). Con esta nueva optica se emprende aquí el estudio de la Formación Alcudia, cuya edad precámbrica parece hoy estar unánimemente admitida, pero cuya relación con el Cámbrico u otras series precámbricas esta paradójicamente sin establecer.

Formación Alcudia.

Derivatio nominis.- Alude al valle cuya parte deprimida central esta ocupada totalmente por esta formación. Es sinonimo de "Serie Inferior" (BOUYX, 1970), de Alcudiense (CRESCO LARA Y TAMAIN 1971, TAMAIN 1971, TAMAIN & OVTRACHT 1971, etc) y de Serie de Alcudia (PARGA & VEGAS 1972).

La adopción de esta denominación nueva se hace en base al estudio homogeneo del Precámbrico en este trabajo.

Situación del afloramiento.- En el nucleo del Anticlinal de Alcudia desde San Lorenzo de Calatrava

hasta las proximidades de Peñalsordo. También aflora en los valles de Agudo, Tirteafuera, Esteras y Valmayor. De acuerdo con BOUYX (1963-70) deben ocupar además gran parte de las zonas cubiertas por el Terciario de La Mancha.

Descripción de la Serie

En base a los datos de BOUYX (1970) la Formación Alcudia representa un potente conjunto de esquistos y grauvacas, muy monótono, con una extensión vertical de varios miles de metros. Esto representa, en primera aproximación una identidad con las formaciones precámbricas de Sierra Morena Occidental (Baja Extremadura) y Cáceres. Esta primera identidad viene corroborada por la composición mineralógica y por la naturaleza de la serie conglomerática suprayacente. De esta manera se puede abordar el estudio de esta serie no como una entidad individual aislada, sino como una parte homogénea dentro del esquema del Precámbrico del suroeste peninsular. En este sentido, sobre los datos de BOUYX se pueden obtener conclusiones diferentes, cuya discusión será realizada en apartados posteriores.

Aparece así de nuevo una serie precámbrica formada por esquistos y grauvacas en la que se pueden distinguir tramos donde predominan las facies pelíticas o las facies groseras y estos tramos se repiten indefinidamente. No existe posibilidad de una estratigrafía fina y unicamente se pueden determinar conjuntos o facies donde predomina una "facies".

Los diferentes tramos distinguidos por BOUYX son los siguientes:

- Alternancia de esquistos y grauvacas en secuencias ritmicas con granoclasificación neta.
- Facies bandeadas constituidas por grauvacas bandeadas y esquistos bandeados, de composición análoga a las grauvacas pero de grano más fino. Existen además todos los términos intermedios entre grauvaca grosera y esquisto de grano fino.
- Facies esencialmente pelíticas formadas por pequeños bancos esquistosos negros a los que se intercalan a veces esquistos bandeados.

El mismo autor admite que en ocasiones afloran delga dos bancos de liditas y esporadicamente psomitas.

De nuevo aparecen en el miembro inferior de la serie anteordovicica materiales cuya litofacies es equivalente a la de las formaciones precámbricas de Sierra Morena (Bodi6n y Usagre). Adem6s de esta convergencia la composici6n mineralogica de las litofacies resulta ser sorprendentemente identica.

Sin embargo, en esta regi6n es dif6cil establecer una sucesi6n cronoestratigr6fica pues se dan todas las condiciones adversas: afloramientos en parte discontinuos, ausencia de niveles gu6a y caracter netamente erosivo del miembro superior anteordov6cico (posible sedimentaci6n c6mbrica).

Para establecer un intento de situaci6n cronol6gica de las distintas facies de la Formaci6n Alcudia es preciso referirse a la correlaci6n con las otras formaciones precámbricas. En principio puede suponerse una disposici6n semejante a la definida para la Formaci6n Salor.

Edad y variaciones laterales.- La atribución de una edad precámbrica para esta formación ha quedado implícitamente justificada en los apartados anteriores. Los argumentos utilizados para esta determinación de edad son:

- a) identificación como miembro inferior de la serie anteordovicica
- b) caracter conglomerático del miembro superior de esa serie
- c) correspondencia estratigráfica completa con las formaciones precámbricas de la Sierra Morena

No se utilizan, por el contrario, criterios de discordancias tectónicas.

En cuanto a las variaciones laterales poco se puede asegurar dada la dificultad de establecer una serie tipo. Unicamente parecen observarse mayor preponderancia de los niveles pelíticos hacia el flanco meridional del anticlinal alcudiano. Este punto parece ser indicado de una manera indirecta por BOUYX (1970).

3.2.3. EL PRECAMBRICO DE LAS VILLUERCAS-MONTES DE TO- LEDO

Los materiales precámbricos de esta área geográfica aparecen en los núcleos de las estructuras anticlinales hercinicas en posición inferior a los niveles cámbricos -asimilables a las partes más inferiores del Cámbrico-

La edad precámbrica fué postulada por primera vez para estas rocas por LOTZE (1945), en base a su posición inferior a una serie conglomerática muy potente, cuya edad cámbrica se quedaba justificada por la presencia de calizas de "hábito cámbrico" en el techo de la serie (Sierra de la Estrella).

En esta división se incluyen los materiales precámbricos aflorantes en los anticlinales de Valdelacas, Mora y Toledo y en el segmento más oriental del Anticlinal de Ibor. La prospección de los afloramientos precámbricos resulta sencilla si se conocen las estructuras anticlinales. Estas estructuras mayores han sido puestas de manifiesto principalmente por LOTZE (1945), LLOPIS

LLADO & SANCHEZ DE LA TORRE (1965), GUTIERREZ ELORZA & VEGAS (1971). Por otra parte dentro de estos núcleos anticlinales es preciso distinguir la parte cámbrica en la totalidad de la serie anteordovicica. Esto último puede realizarse con cierta claridad al existir facies muy diferentes (niveles carbonatados y niveles detríticos) y, cuya correlación se puede hacer de manera sistemática (VEGAS, 1971 b).

El conjunto de los materiales precámbricos de este área será denominado en este trabajo como Formación Valdelacasa.

Descripción de la Serie.

La Formación Valdelacasa comprende los materiales pizarrosos y grauvaquicos que representan la parte más inferior de la secuencia estratigráfica del basamento hercínico de los Montes de Toledo y el sistema orográfico de las Villuercas.

Derivatio nominis..- Se ha conservado el nombre dado por LOTZE a estos materiales en la región del SW de

El Puente del Arzobispo (Toledo).

Localización del afloramiento.- El locus typicus de esta formación se encuentra en las áreas deprimidas de la trama apalachiana del sistema orográfico Villuercas-Montes de Toledo. Excepcionalmente y mediante su transformación en materiales cristalinos (migmatitas) puede ocupar zonas elevadas (meseta toledana).

Materiales que forman la serie.- Por debajo de las series conglomeráticas de Villar del Pedroso (VEGAS, 1971 b) se dispone un conjunto potente y monótono cuya composición predominante es de naturaleza esquisto-grauvaquica. No se ha realizado hasta el momento ninguna subdivisión de esta formación.

Es difícil establecer una subdivisión en tramos dado la mala "calidad" de los afloramientos y la reiterada disposición de materiales semejantes.

Sin embargo existe una total identificación con los materiales componentes de la Formación Alcudia (BOUYX, 1970).

Esta identidad ha podido ser comprobada por el autor, encontrándose en esta región las mismas litofacies que en el Valle de Alcudia.

Una vez mas en este tipo de formaciones se pueden distinguir conjuntos donde predomina una u otra litofacies fundamental esquistos pelíticos o grauvacas de grano más grueso.

Estos tramos son identicos a los definidos en las otras formaciones precámbricas y no se insiste en su descripción por este motivo.

Sucesión cronoestratigráfica.- Pese a ser conocidos y definidos en conjunto estos materiales, no se había intentado ni delimitado siquiera una sucesión de capas (1). En un trabajo reciente (PARGA & VEGAS, 1972 b) (2) se ha realizado un primer intento de establecer una sucesión cronoestratigráfica teniendo en cuenta los datos observados en el Anticlinal de Valdelacasa y en la región

(1) La descripción detallada de la "serie de Valdelacasa" realizado por LLOPIS LLADO & SANCHEZ DE LA TORRE (1965) corresponde, según el juicio del autor, a la serie conglomerática del Pedroso, representando, por tanto, una transposición de términos.

(2) Comunicación presentada en las sesiones científicas del 1^{er} centenario de la R.Soc. Esp. de Historia Natural, Noviembre 1971.

de Plasencia, situada en la prolongación hacia el NW de esa estructura. La sucesión cronoestratigráfica establecida es la siguiente:

Techo: Conglomerados de Villar del Pedroso

3. Grauvacas groseras listadas predominantes.
2. Alternancia de pizarras y grauvacas.
1. Pizarras dominantes con niveles subordinados de rocas silíceas poco potentes.

En esquema esta sucesión puede ser encajada dentro de las series precámbricas anteriormente enumeradas.

Edad de la Formación.- La justificación de la edad precámbrica se hace en base a su situación bajo series potentes conglomeráticas de tránsito a formaciones asimilables al Cámbrico.

3.2.4. EL PRECAMBRICO DE LAS AREAS CONTIGUAS

Es posible establecer la continuidad de los materiales precámbricos estudiados hacia el NW -en la provincia de Salamanca- y hacia el SW -en la provincia de Córdoba-. En estas zonas se ha intentado una integración esquemática de los datos obtenidos de otros trabajos y de observaciones de generales propias del autor.

A. REGION DEL E. DE LA PROVINCIA DE BADAJOZ Y N. DE DE LA DE CORDOBA

En esta región los materiales precámbricos afloran según dos aspectos fundamentales a) en la continuación del eje Almendralejo Azuaga (Anticlinal Badajoz Córdoba); b) en los núcleos de estructuras anticlinales menores al sur de la alineación granítica de Los Pedroches.

En el Anticlinal Badajoz-Córdoba (segmento Azuaga-Córdoba) las series Precámbricas están en relación

con materiales cámbricos suprayacentes y se pueden utilizar todos los criterios establecidos anteriormente. Sin embargo, los materiales aflorantes en los anticlinales situados entre el Batolito de Los Pedroches y la línea Hornachos-Peñarroya-Cerro Muriano, han de ser asimilados al Precámbrico por argumentos litológicos y estructurales.

Respecto al segmento Azuaga-Cordoba no hay grandes dificultades para continuar las determinaciones de las Formaciones Usagre y Llera, que aparecen perfectamente identificables en todos sus caracteres, pese a haber sufrido intensas transformaciones metamórficas en la zona de Azuaga. Esta identidad había sido expuesta esquemáticamente en un trabajo anterior (VEGAS, 1970) y en parte es admitida por DELGADO QUESADA (1971); aunque la serie global precámbrica realizada por este autor no puede ser confirmada en este trabajo.

Según DELGADO QUESADA (op. c.t.) el Precámbrico del segmento Azuaga consta de los siguientes terminos enumera

dos de techo a muro:

Tramo de Malcocinado

Tramo de El Encinalejo

Formación de Azuaga

Tramo de micasquistos de La Albarizo

Formación blastomilonitrea

Tramo de cuarcitas y arcasas de Sierra Albarrana.

Sin embargo, es preciso resaltar algunos puntos sobre esta sucesión: 1) Las cuarcitas y arcasas de Sierra Albarrana no representan una estructura anticlinal sino sinclinal y deben corresponder a series muy superiores, probablemente al Ordovícico Inferior. 2) Los micasquistos de la Albariza y la Formación Azuaga de ben corresponder a una misma unidad litológica con una única diferencia en el grado de metamorfismo. 3) El tramo de Malcocinado no ha sido tomado en el sentido dado por FRICKE (1951)(1) y debe corresponder al tramo de "Porfiroides" de Bodonal (serie porfiroi de de de transición, VEGAS 1968), pues su identidad petrográfica es completa.

(1) El trabajo original de este autor data de 1941, pero se trata de una Tesis no impresa cuya consulta no ha podido ser realizada.

Con la salvedad de estas puntualizaciones se puede
hacer corresponder

Tramo Encinalejo ----- Formación Usagre
Tramo Azuaga

Formación blastomínítica ---- Formación Llera
(tramo de paragneises)

De esta manera existe una perfecta continuidad de
las Formaciones Usagre y Llera hacia el SE.

La Formación Llera aflora hasta las proximidades de
la localidad de Argallón. Si bien en la región de
Azuaga aparece en parte migmatizada.

La Formación Usagre esta ampliamente representada en
este segmento del Anticlinal Badajoz-Cordoba. El flan
co septentrional de esta estructura cabalga sobre el
flanco meridional, de manera que se ponen en contacto
materiales de la Formación Usagre con características
de intensidad metamórfica diferentes.

En cuanto a las características de los tramos superiores del Precámbrico de este área y las series intermedias de tránsito, es muy importante la sucesión determinada en las proximidades de la ciudad de Córdoba. Recientemente en colaboración con J.R. PARGA hemos determinado la siguiente sucesión de capas entre los Perfiles de Las Ermitas y del Monasterio de los Jeronimos:

Techo Calizas con Arqueociátidos

3. Pizarras arcillosas rojizas que pasan a pizarras arenosas, areniscas y conglomerados de elementos gruesos de cuarcitas y volcanitas.
2. Capas de volcanitas de tonos violaceos característicos y de naturaleza traquítico-andesítica. Estas volcanitas estan representadas en los cantos del conglomerado suprayacente.
1. Pizarras y grauvacas alternantes en capas finas equivalentes en composición a la serie similar de la Formación Usagre.

Los tramos 1 y 2 se corresponden con las partes más superiores del Precámbrico mientras el tramo 3 representa la "serie de tránsito".

Es interesante resaltar la importancia de los materiales volcánicos del final del Precámbrico, que aquí alcanzan su mayor expresión. Quizá se encontraron aquí la mayoría de los aparatos volcánicos que dieron lugar a estos materiales.

En cuanto a los núcleos anticlinales de la serie del N. de Cordoba y Sierra de Hornachos es preciso admitir que se trata de materiales precámbricos en la mayoría de los casos. En la región de Oliva-Hornachos, HERRANZ ARAUJO (1970) atribuye al Cámbrico todas las rocas inferiores a las cuarcitas del Ordovícico Inferior; sin embargo parte de estos materiales anteordovícicos se corresponden con las facies típicas de la Formación Usagre.

En el Anticlinal de Peraleda LLOPIS, SAN JOSE & HERRANZ (1971) describen materiales precámbricos discordantes bajo una serie paleozoica. Mientras en el norte

de la Provincia de Cordoba DELGADO QUESADA & FONTBOTE (1) y DELGADO QUESADA (1971) describen rocas precámbricas en las estructuras anticlinales situadas a ambos lados del sinclinal carbonífero de Belmez-Espiel.

En el Anticlinal de Peraleda se trata claramente de una discordancia entre materiales del Ordovícico Inferior y rocas de la facies Usagre. En este punto discordancias erosivas hacen desaparecer los materiales cámbricos (muy poco potentes, por otra parte, al N. de las sierras de Hornachos).

En la región de Espiel se ha comprobado, según observaciones propias, la identidad de los materiales precámbricos, en cuanto a características estructurales y estratigráficas, con las formaciones precámbricas de Sierra Morena Occidental.

B. REGION DEL N. DE CACERES-SALAMANCA

En esta región se continúan las series anteordovícicas

(1) "Itinerario geológico" Dpto. de Geología de la Facultad de Ciencias de Granada. No publicado.

del tipo cacereño-toledano. Al norte del sinclinal de Cañaveral estas series anteordovicicas forman zonas extensas interrumpidas por el sinclinal ordovico-silúrico de Tamames y una serie de depresiones tectónicas modernas rellenas de materiales terciarios.

Las series anteordovicicas pueden ser estudiadas en función de los núcleos de cuarcitas de edad ordovicica inferior (Skiddaw) que dibujan los flancos del sinclinal de Tamames. Los materiales anteordovicicos que flanquean este sinclinal tiene las mismas características que los que delimitan el Sinclinal de Guadarranque Gualija, donde han sido descritos estos materiales recientemente (GUTIERREZ ELORZA & VEGAS, 1971; VEGAS, 1971 b).

Esta identidad permite aclarar la disimetria observada entre los materiales aflorantes a uno y otro lado del Silúrico-Ordovicico de Tamames.

En el flanco septentrional aflora una serie anteordovicica que puede descomponerse en dos miembros muy

bien diferenciados: uno superior conteniendo calizas, areniscas y pizarras arenosas y otro inferior formado por una serie monótona de pizarras y grauvacas. En la separación de ambos conjuntos se dispone un nivel conglomerático muy potente cuyas características concuerdan con las series detríti-cas de Villar del Pedroso y Los Desesperados.

(c.f. 3.2.3)

La extensión del esquema dado en este trabajo para Cáceres-Cilluercas, permite definir con claridad los dos miembros anteordovicicos precisando la unidad precámbrica y la unidad cámbrica (con inclusión de Tremadoc?). Esto lleva consigo la subdivisión del "complejo esquisto-grauvaquico anteordovicico" y la contribución a la datación de dicho complejo en esta región.

La edad de estos materiales del complejo esquisto grauvaquico ha sido relacionado en parte al Cámbrico y en parte probable al Precámbrico Superior (SCHMIDT THOME 1945). H. J. SCHMIDT (1957) coloca

estos materiales en el Precámbrico (Algonquico) y recientemente BARD, MATTE & CAPDEVILA dan una edad cámbrica para todo el conjunto. En la opinión del autor es preciso una mejor definición del término "complejo esquistograuvaquico" y sobre todo una división interna como puede realizarse en el valle de Alcudia y en Cáceres y Las Villuercas. Teniendo en cuenta esto el problema, pese a la discontinuidad de los afloramientos puede quedar resuelto.

3.3. ESTRATIGRAFIA DEL CAMBRICO

El estudio de las series cámbricas del área inves
tigada se puede realizar de manera paralela al es
tablecido anteriormente para las series precámbri
cas. En un trabajo anterior (VEGAS 1971 b) ha que
dado expuesto de manera esquemática el cuadro del
Cámbrico del SW español.

Según una problemática propia las series cámbricas
se pueden dividir en tres grupos de indole geográ
fica, que se corresponden con las regiones esta-
blecidas para el estudio del Precámbrico. Este pa-
rarelismo resulta simplemente del hecho de haber
sido deparadas las series regionales precámbricas
en función de los materiales anteordovicicos supra-
yacentes. Así pues es preciso recordar que las for
maciones cámbricas permiten definir tres áreas di-
ferentes:

Baja Extremadura- Sierra Morena Occident
tal.

Cáceres - Alcudia

Villuercas - Montes de Toledo.

Estas divisiones se han realizado según la naturaleza propia de las series cámbricas, mientras que las formaciones precámbricas mantienen unas características regionales constantes, como ha sido expresado a lo largo de los apartados anteriores.

El Cámbrico del Centro y Suroeste de España no presenta una gran homogeneidad y por este motivo no ha sido tratado en conjunto ni definidas sus variaciones espaciales con la única excepción de LOTZE (1961 y 1966), si bien este autor dedica mucha menos extensión a estas regiones, donde las pruebas paleontológicas y el conjunto de estructuras hercínicas estaban aún poco estudiadas.

El conocimiento fragmentario del Cámbrico de esta región se debe a los siguientes puntos:

- No ha sido establecida la estructura regional hercínica en esta región.
- No existe una correlación entre las series cámbricas.
- No se ha delimitado el Cámbrico y el Precámbrico.

En parte, se ha expuesto anteriormente un ensayo de correlación global del Cámbrico (VEGAS, 1971 b) que es mantenido en este trabajo.

3.3.1. EL PROBLEMA DE LOS LIMITES DE LAS SERIES CAMBRICAS.

Resulta fundamental para el desarrollo de este trabajo establecer un criterio único para delimitar las series cámbricas. Precisamente uno de los objetivos tratados es la separación Cámbrico-Precámbrico en el SW. de España. Sin embargo, es preciso recordar que el establecimiento de estos límites es un problema estratigráfico no resuelto aún con unanimidad pues se invocan criterios muy diferentes en cada caso. En la actualidad están en crisis todos los criterios basados en transgresiones o fases diastróficas, que evidentemente no son contemporaneas en todo el planeta.

Para establecer estos límites, por tanto, hay que recurrir a series locales donde se puede marcar mediante un cierto número de criterios las diferencias es-

tratigraficas, paleontologicas y estructurales (1). Estas series locales deben tener un amplio desarrollo regional y contener claramente los criterios de ruptura citados anteriormente.

Con estas ideas es preciso abordar por separado el problema del límite superior y del límite inferior. El superior se complica por la irregularidad del Cámbrico Superior, ausente en casi todas las series de Europa Occidental y la inclusión del piso Tremadoc, cuya evidencia no está demostrada para toda España. El inferior se complica aún más con el problema de la aparición de los primeros trilobites y la ausencia de ellos en el Precámbrico y sobre todo la tendencia a no considerar como precámbricos los materiales no metamórficos situados claramente bajo una secuencia completa del Cámbrico Inferior. Además de esto se debe añadir los argumentos particulares, muchas veces "psico-estratigráficos en frase de BOUYX, que se aducen para colocar este límite.

(1) Naturalmente en ausencia de medidas de edad absoluta.

3.3.1.1. EL LIMITE SUPERIOR DEL CAMBRICO

Este límite ha gozado de menos importancia que su equivalente inferior. En esta región ha sido tratado anteriormente por RAMIREZ (1963) y LOTZE (1961, 1966). Se toma como nivel isocrono general las capas de cuarcitas blancas puras con pistas bilobadas de gran tamaño equivalentes a los "gres armoricains" de Bretaña. La identidad de estos niveles se mantiene también en las capas de esquistos negros con los gigantes Neseuretus del Llandeilo. Así pues se admiten las formaciones cuarcíticas constantes -cuarcitas armoricanas de la bibliografía española- es decir la base de las omnipresentes "cuarcitas con cruziamas" como la cota estratigráfica más alta que puede alcanzar el límite Cámbrico Ordovicico.

Por debajo de las "cuarcitas armoricanas" existe un conglomerado, a veces muy potente, indicador de una fase erosiva importante (fase ibérica, LOTZE, 1945).

Inmediatamente debajo de estos conglomerados aflora ~~una~~ serie de cuarcitas, areniscas rosadas y pízarras abigarradas que contienen a veces cruzianas de pequeña talla y excepcionalmente lingulidos (MAR TIN ESCORZA com. pers.). Esta serie predominantemente arenosa prepresenta siempre el techo de las series cámbricas del Centro y Sur de España. Dada la ausencia de trilobites, la gran repartición vertical de los "pequeños cruzianos" y la distancia entre los lingulidos y las cuarcitas del Skiddaw, nada se puede precisar sobre la edad precisa de esta serie cuarcítica de gran desarrollo regional. Dadas las características que concurren en ella se puede asegurar una edad Cámbrica Superior-Tremadoc sin que dentro de ella haya una ruptura o discontinuidad que pueda marcar un límite preciso.

Existe, por tanto, una serie regional dentro de la cual hay que colocar el límite Cámbrico-Ordovicico sin poder precisar exactamente donde, pues no existen hasta el momento datos que puedan establecer ~~esa~~ precisión.

La idea anteriormente expuesta será el criterio utilizado en este trabajo.

Por otra parte, un criterio semejante ha sido usado en el NW. de la Península colocando este límite en el interior de la potente Serie de Los Cabos (LOTZE, 1961).

3.3.1.2. EL LIMITE INFERIOR DEL CAMBRICO

Una serie de razonamientos análogos pueden hacerse respecto a este límite.

En toda Sierra Morena Occidental los fósiles más antiguos están representados por los arqueociatidos cuya edad del Cámbrico Inferior es incontestable dada su situación bajo los niveles de trilobites del Cámbrico Inferior más alto. Estos arqueociatidos están ampliamente repartidos (DEBRENNE & LOTZE, 1963) y contenidos en horizontes calcareos. Los horizontes calcareos pueden suponerse suficientemente isocronos (VEGAS 1971 b) y representan un excelente nivel guía.

Para el caso particular del SW. español los niveles

carbonatados con arqueociatidos -o los horizontes calizos equivalentes- desempeñan un papel análogo al de las "cuarcitas armoricanas". Las series infrayacentes son de carácter detrítico y su matiz erosivo queda bien patente pues los niveles inferiores pueden estar en contacto con las calizas al no existir faunas más antiguas ni discontinuidades estructurales netas es preciso admitir estas series detríticas -con niveles de conglomerados y capas de "porfiroides"- como verdaderas series de tránsito. Por debajo de estas series de tránsito se sitúan las formaciones precámbricas absolutamente idénticas, como se ha visto en el capítulo anterior.

La definición de una serie regional de tránsito es -obligada en el caso de la no existencia de un sistema de deformaciones antecámbrico. En ausencia de faunas el límite Cámbrico-Precámbrico ha de situarse en el interior de esta serie de tránsito sin poder precisar más por el momento.

El establecimiento de estos límites, en ausencia de criterios tajantes, permite una fórmula elástica, que

no produce compartimentos estancos estériles. Los nuevos datos que se conseguirán en el futuro podrán ser siempre encuadrados en este esquema de límites.

3.3.2. LAS SERIES REGIONALES CAMBRICAS

Es posible desglosar el estudio de las series cámbricas del Centro y Suroeste de España en tres series homogéneas, que se corresponden con las tres áreas geográficas ya delimitadas en este trabajo. Las características generales de estas series son las siguientes:

La serie de Sierra Morena Occidental-Baja Extremadura es completa para el Cámbrico Inferior y existe Cámbrico Medio datado con fósiles. No existe Cámbrico Superior.

La serie de Las Villuercas Montes de Toledo ofrece un desarrollo parcialmente completo con evidencia de Cámbrico Inferior y Cámbrico Superior. No se conoce Cámbrico Medio de manera concluyente.

La serie de Alcudia-Cáceres ofrece una excasa diferen
ciación litológica y debe representar una sedimenta-
ción cámbrica continua con abundantes tramos detríti-
cos y en parte tramos del Cámbrico Superior del tipo
Toledo-Villuercas. El estudio de esta serie ha de
hacerse, a falta de restos fósiles, de manera compara
tiva con respecto a las otras dos series.

En general debe destacarse la gran variabilidad espa-
cial de las series cámbricas frente a la constancia
litológica de las formaciones precámbricas en todo el
área estudiada.

3.3.3. EL CAMBRICO DE SIERRA MORENA OCCIDENTAL-BAJA
EXTREMADURA

El Cámbrico de esta región es conocido desde muy antiguo, tras la determinación por ROEMER (1878) de un arqueociatido encontrado por MACPHERSON en la base de las capas calizas aflorantes, en las proximidades del cortijo de Campoalla, en el norte de la Provincia de Sevilla. Estos horizontes calizos han proporcionado abundantes restos de arqueociatidos tanto al S. en Las Ermitas de Cordoba como al N. en la región de Zafra. Con el descubrimiento de faunas de trilobites en Alanís, Cala y Zafra ha sido posible establecer un cuadro coherente para el Cámbrico, cuya relación con el Precámbrico infrayacente quedó determinado posteriormente (VEGAS, 1968).

En toda esta zona la serie más completa y con mayor número de puntos de referencia de edad se puede establecer en las proximidades de Zafra, en el flanco meridional del sinclinal cámbrico de Zafra-Alanís, donde además no hay una gran complicación estructural.

La sucesión de capas cámbricas puede expresarse de la siguiente manera:

Techo: conglomerados y calizas de edad carboniífera inferior (Visée)

6. Pizarras arcillosas y grauvacas con niveles de volcanitas básicas y algunos lentejones de conglomerados. Serie del Playón.
5. Cuarcitas y areniscas cuarcíticas. Cuarcita del Castellar.
4. Alternancia de pizarras y subarcosas en ritmo flysch. Serie superior de Vallehondo.
3. Pizarras arenosas y pizarras margosas abigarradas hacia la base. Serie inferior de Vallehondo.
2. Calizas y dolomías masivas con tramos margosos hacia el techo (calizas rizadas). Calizas de la Alconera.

1. Pizarras arenosas que pasan a areniscas y conglomerados y/o rocas porfiroides. Serie de Tránsito.

Muro: Pizarras arcillosas y grauvacas. Formación Bodión (Precámbrico Superior).

Cada uno de estos tramos puede completarse en cuanto a descripción con sus equivalentes de otras áreas de la zona definida.

1. Serie de Tránsito.

Dada su fuerte variabilidad por su caracter erosivo, resulta conveniente utilizar el termino tránsito y no un nombre local.

Si se toma su caracter global detrítico como aspecto definidor, representa un buen nivel guía regional -incluso perfectamente correlacionable en todo el Centro y SW del cinturón hercínico ibérico-. En este nivel es preciso situar la base del Cámbrico, según el criterio expuesto en este trabajo.

La Serie de Tránsito representa una secuencia estratigráfica y comienza en pizarras arenosas, cuyo contenido en arena va aumentando hacia la base con la aparición de verdaderos bancos de arenisca y conglomerados gruesos. En un amplio sector en vez de conglomerados gruesos se sitúan materiales "porfiroides" de grano muy fino.

En cuanto a su variación vertical, las pizarras arenosas del techo pueden faltar realizándose el contacto directo entre los horizontes calcareos del tramo 2-Calizas de la Alconera y las facies conglomeráticas.

Se pueden distinguir tres facies diferentes:

- a) facies Fuente de Cantos
- b) facies Bodonal
- c) facies Villagarcia

a) Esta facies predomina en el flanco septentrional del Anticlinal Olivenza-Monasterio. Su caracter principal es la presencia de conglomerados con elementos

rodados de gran tamaño. Estos conglomerados se sitúan en la base de una formación arenosa. Dentro de una potencia total de 1000 m. los niveles de conglomerados pueden alcanzar unos 50 m, si bien existen cantos dispersos en las areniscas.

La mejor definición de esta facies se puede hacer en las proximidades de Fuente de Cantos, -de donde toma el nombre- entre las alineaciones calizas que atraviesan el pueblo y el arroyo de La Alameda, afluente del Bodión. Los conglomerados forman el resalte del paraje denominado Los Riscos, al SW de Fuente de Cantos.

Quizá lo más importante es resaltar la composición y situación de estos niveles conglomeráticos.

Un perfil en las proximidades de Los Riscos presenta la siguiente sucesión particular de capas:

- Calizas en su mayor parte calcoesquistos.
- Pizarras arenosas
- Pizarras arenosas alternantes con bancos de areniscas de 50 cm. de potencia.

- Bancos de arenisca gris de grano grueso
- Banco de conglomerados de cantos de gran tamaño -bloques de 30-50 cm- Los cantos son de cuarcita negra, cuarcita gris y rocas volcánicas. La matriz es arenosa y la esquistosidad no es penetrativa (Los Riscos)
- Bancos de conglomerados de elementos de menor tamaño 3-5 cm. hasta 10 cm. de eje mayor.
- Areniscas microconglomeráticas y microconglomerados en bancos delgados, monótonos

Muro: capas con volcanitas (Ermita de San Isidro)

En conjunto desde los calcoesquistos hasta las volcanitas hay unos 1000 m. en los que las areniscas y microconglomerados ocupan mas de la mitad y los conglomerados gruesos unos 50 m.

Quizá resulta más interesante la descripción de las areniscas microconglomeráticas pues los demás tipos de esta serie estan intimamente conectados con ellos. Así los conglomerados de cantos gruesos representan unicamente un aumento grande de cantos de mayores dimensiones que quedan envueltos en una masa micro-

conglomerática. Las series pizarrosas superiores re presentan un paso gradual a rocas con mayor participación pelítica.

Dentro de la denominación de microconglomerados se incluyen rocas detríticas en las que, a diferencia de las rocas grauvaquicas, existe una mayor proporción de fragmentos de rocas y una patente ausencia de feldespatos.

La proporción global de las rocas aquí estudiadas incluyen de forma aproximada un 25% de matriz y el resto de materiales detríticos diversos, entre los que predominan los granos de cuarzo y los fragmentos de roca (cuarcitas, grauvacas, rocas volcánicas, etc) de ellos los granos de cuarzo suponen el 70% aproximadamente.

Los granos de cuarzo varían de subangulares a redondados, alcanzando un tamaño máximo de 0,5 mm. Algunos de ellos presentan una extinción ondulante marcada, otros aparecen desprovistos de ella. Esto último podría significar una procedencia de materiales

diversos (algunos de rocas metamórficas anteriores). Casi siempre los bordes de estos granos aparecen picoteados por agregados aciculares de micas (sericita) y cuarzo (probable límite diagenesis - metamorfismo).

En cuanto a los fragmentos de roca, los más comunes son los de cuarcita. Estos fragmentos tienen características texturales muy diversas, desde variedades de grano muy fino equigranulares hasta variedades de grano grueso también equigranulares, pasando por términos intermedios inequigranulares. Por otra parte, están caracterizados por una total clasificación, que da texturas suturadas (con cuarzo como único componente).

Los fragmentos de grauvacas están en menor proporción y varían en composición desde tipos de grano grueso con escasa proporción de matriz hasta tipos en los que predomina la matriz, es decir prácticamente pelíticos.

Los fragmentos de rocas volcánicas tienen características de rocas ácidas equiparables a rocas de naturaleza traquiandesítica, y excepcionalmente de rocas básicas.

La matriz de estos microconglomerados es fundamentalmente micacea con proporciones subordinadas de cuarzo. La mica es de tipo siricítico - clorítico con incipiente recristalización, en algunos casos, de biotita. Esto ratifica lo apuntado anteriormente respecto a los granos de cuarzo en favor de una etapa transicional entre diagenesis y metamorfismo.

En general estos microconglomerados estan mal clasificados y contienen clastos procedentes de los tipos de rocas encontrados en la Formación Bodión infrayacente.

El conjunto de la facies Fuente de Cantos se encuentra en otras muchos puntos constituyendo las series de tránsito entre el Cámbrico y el Precámbrico. Así a lo largo de las estructuras de Sierra Morena la facies Fuente de Cantos aflora en todo el flanco septentrional del Anticlinorio Olivenza-Monasterio, en las proximidades de Cordoba y en la alineación del anticlinal Badajoz-Cordoba.

Facies muy semejantes existen al N. de la provincia de Cáceres (Arroyo de los Desesperados) y en el flanco

co norte del Sinclinal de Tamames (ya en la provincia de Salamanca). Los caracteres individuales se conservan perfectamente incluso los cantos esporádicos de cuarcita negra.

b) La Facies Bodonal caracteriza un tipo de serie de tránsito compuesta fundamentalmente por rocas porfiroides (VEGAS, 1968) a los que se subordinan niveles de rocas arcóscas, esquistos esporádicos y muy pocos elementos conglomeráticos hacia la base. La mejor representación de esta facies se encuentra al N. de la alineación Bodonal-Segura en el flanco meridional del anticlinorio precámbrico de Olivenza-Monasterio. El nombre ha sido tomado de la localidad de Bodonal, donde estas rocas alcanzan una gran extensión.

Un perfil realizado en las proximidades de Segura de León muestra la siguiente sucesión:

Techo: calizas en contacto por falla

- porfiroides masivos no esquistosados
- porfiroides hajosos finamente esquistados
- porfiroides masivos
- cuarcitas blancas

- porfiroides deleznales muy alterados
- porfiroides y areniscas con cantos de cuarcita y otras rocas muy esporádicas

Muro: volcanitas tipo Ermita de San Isidro muy poco importantes y cuarcitas en un banco de unos 50 m. (techo de la Formación Bodi6n).

La definici6n de porfiroide tiene un valor meramente descriptivo; la genesis de estas rocas ser6 discutida mas adelante. En conjunto estas rocas "porfiroides" representan una facies muy característica, completamente diferenciable de las dem6s rocas de la regi6n y que representan un magnifico nivel guía para la base del Cámbrico (serie intermedia de tránsito) en una amplia regi6n. Su constancia cronoestratigráfica es un factor muy importante.

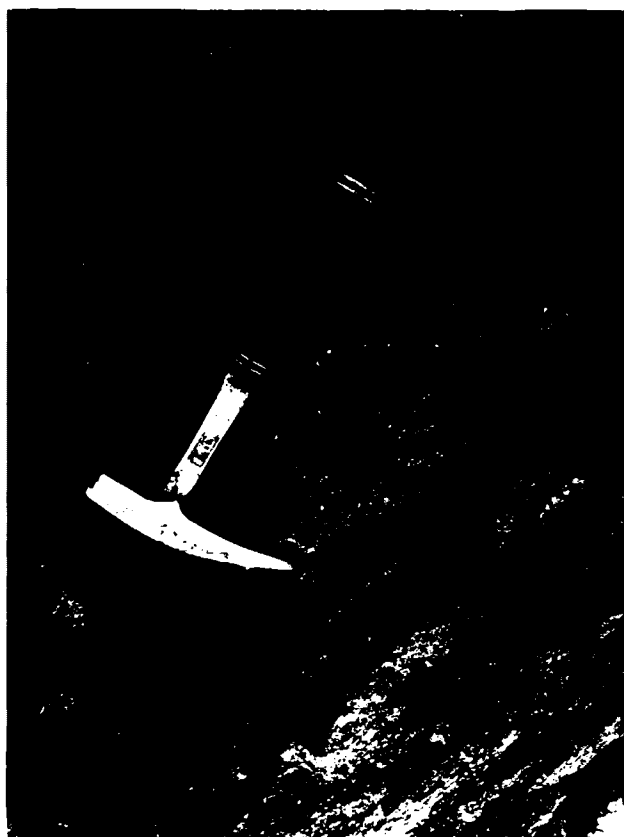
Bajo la denominaci6n de "porfiroides" se estudian aquí una serie de rocas cuyas características texturales mineralogicas y genéticas son un tanto especiales. Estas rocas est6n formadas por grandes cristales (3 - 8 mm.)

de cuarzo y feldespato fundamentalmente y esporádicamente algún cristal de plagioclasa y algún fragmento de roca sedimentaria. Todos estos elementos mayores (cristales y fragmentos) están englobados en una matriz sericitica y cuarzofeldespática. En conjunto se aprecian texturas esquistosas y glandulares muy marcadas (fig. 21)

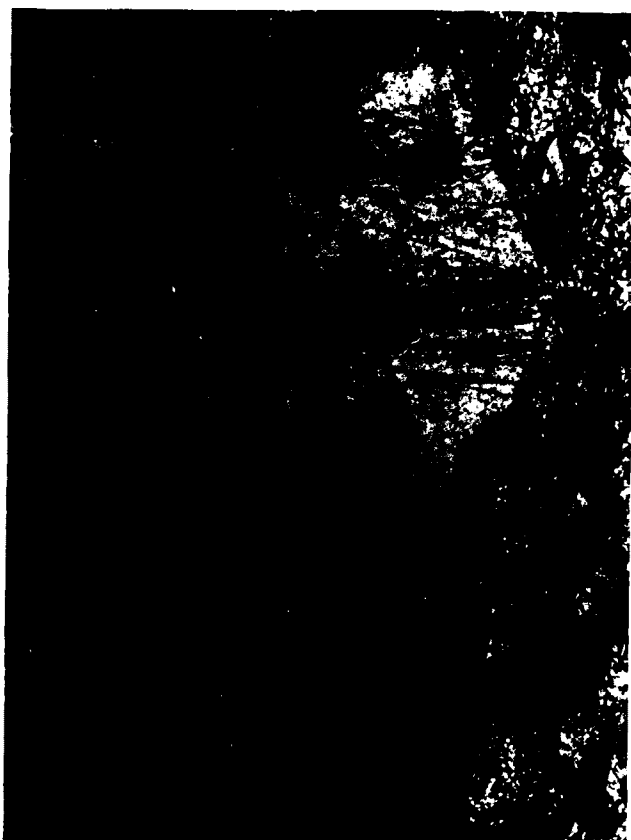
Los cristales individuales (muy diferenciados de la matriz global por su tamaño) están en general muy deformados y parcialmente recrystalizados. El cuarzo, que es el componente más abundante (20% del total), presenta siempre una extinción ondulante muy marcada; maclado mecánico, estiramiento y fracturación intensa. En los planos de fractura se producen recrystalizaciones de agregados de cuarzo granoblástico o bien de matriz, formando esta última diversas formas de entrantes en los cristales de cuarzo. Este hecho ha sido utilizado como evidencia de corrosión magmática y por consiguiente como prueba de origen igneo para estas rocas. Sin embargo, una observación detallada muestra que en la mayoría de los casos no



b



21a



d



c

es sino un reemplazamiento de cuarzo por finas agujas de serícita de la matriz. Esto es análogo a los fenómenos interpretados como etapas finales de la diagenesis y comienzo de la epigénesis para algunos autores (KOSSOSKOIA & SHUTON, 1959) o claramente diagenéticos (KRINYNE, 1940).

Tras el cuarzo el feldespató alcalino es el segundo mineral más abundante (10-15%). Sus caracteres ($2V_x = 80-82$) corresponden a los de una microclina u ortosa microclinizada. Están también muy fracturados y deformados, girados y estirados, a veces con el borde albitizado o sustituido por la matriz de forma análoga a como sucede en los cuarzos.

Mucho menos frecuente es la presencia de cristales de plagioclase (en general menos del 5%) aunque en algunos casos aparezca en proporciones comparativamente tan elevadas como las del feldespató alcalino. En general se trata de oligoclase ($An_{15} - An_{20}$) también con síntomas de deformación muy patente (deformación de planos de macla, fracturación y recris

talización de cuarzo en bordes y líneas de fractura). Esta plagioclasa está además en muchos casos albitizada con una composición ($An_5 - An_{10}$) de Albita.

Algunas de las glándulas corresponden a fragmentos de rocas sedimentarias de tipo cuarcítico, que se ponen sobre todo de manifiesto en la muestra macroscópica, por ser su tamaño mayor que las otras glándulas.

Todos estos elementos mayores están englobados en una matriz esencialmente micaceo-cuarzofeldespática (que forma el 50-70% de la composición global). En esta matriz se desarrolla una esquistosidad (esquistosidad de sub-flujo) que es mas marcada cuanto mayor es el contenido en componentes micaceos (sericíticos). Esta esquistosidad envuelve a los grandes cristales.

En algunos casos se observa la recristalización incipiente de pequeños blastos de biotita, ligados a una reorganización metamórfica creciente con recristalización de cuarzo en agregados lenticulares alargados.

Los minerales accesorios más frecuentes suelen ser apatito, zircón (incluido en feldespato) óxidos metálicos y en algunos casos epidota de neoformación en agregados arrosariados orientados según la esquistosidad y envolviendo a los megacristales.

Aunque es difícil emitir un juicio sobre el origen de este tipo de rocas -dadas sus especiales características- la opinión del autor se inclina por considerarlas de naturaleza detrítica, de tipo conglomerático (?). Esto está apoyado en las siguientes consideraciones:

- Presencia de fragmentos de rocas.
- Sustitución de los cristales individuales por la matriz, caracter típicamente sedimentario e indicador de una etapa diagenética-epigenética (1).
- Hacia el techo los porfiroides pasan a rocas pelíticas donde predomina la matriz y existen pequeños fragmentos de cuarzo. Este paso se realiza gradualmente.

(1) Este argumento había sido utilizado para probar todo lo contrario, al ser interpretado como un fenómeno de corrosión magmática.

Además hay que tener en cuenta otras consideraciones de orden general respecto a la posición estratigráfica de esta facies:

- Los porfiroides de Bodonal son equivalentes estratigráficos de las facies conglomeráticas tipo Fuente de Cantos.
- En ocasiones existe asociación directa facies Bodonal- facies Fuente de Cantos.

Parece entonces poder afirmar un mecanismo detritico en cuanto a la formación de estas rocas, con el problema de explicar la durabilidad del feldespato en el proceso erosivo. Si se admiten procesos semejantes a los actuales, es preciso suponer entonces un transporte corto o nulo.

Una vez admitido el proceso erosivo se plantea la procedencia de los materiales originarios. Por razones petrologicas (feldespato tipo microclina y plagioclasa de baja temperatura) se pueden suponer solo dos posibilidades a) rocas igneas de tipo granítico, b) equivalentes composicionales metamorfizadas. En esta últi-

ma posibilidad cabría admitir los porfiroides "ollo de sapo" de la Formación Llera como área fuente de esta formación.

En cuanto a la distribución en el espacio y el tiempo de esta facies característica se expresan aquí algunos datos determinantes. La facies Bodonal se sitúa siempre en la serie intermedia de tránsito Cámbrico-Precámbrico y representa un buen nivel guía (serie porfiroide de transición, VEGAS 1968).

La mayor extensión de esta facies se encuentra en el flanco meridional del anticlinorio precámbrico de Olivenza-Monasterio donde aflora en una banda ininterrumpida de unos 40 Km. desde la región de Arroyomolinos hasta el macizo granítico de Valencia del Ventoso. Tras esta interrupción aparecen porfiroides milonitizados (km. 45 de la carretera Fregenal-Zafra) y porfiroides metamorfizados bajo las calizas cristalinas del núcleo de Las Mayorgas. (entre Fregenal de la Sierra y Jerez de Los Caballeros)

También afloran estos porfiroides en el flanco meridional del anticlinorio precámbrico Badajoz-Cordoba.

Corresponden a esta facies los porfiroides de la serie de Malcocinado (FRICKE 1951) y también al N. de Fuente del Maestre (HERNANDEZ ENRILE 1971) en la misma alineación.

Este tipo de rocas no es exclusivo de la rama meridional hercínica de la Península Ibérica. Existen tipos muy semejantes al sur del Macizo Armoricano, en la Vendée (BARD, CAPDEVILA & MATTE, 1971). En la continuación de esta rama y dentro del cinturón alpino existen núcleos hercínicos con rocas de facies muy semejantes. A este tipo corresponden los porfiroides de los Alpes Orobicos (LIBORIO & MOTTANA, 1969) y de la región de Comelias (SASSI & ZIRPOLI, 1963) y sobre todo son sorprendentemente semejantes a los porfiroides del centro de la isla de Cerdeña, región de Bolognana (GHEZZO & RICCI, 1970).

c) La facies Villagarcia, es muy afin a la facies Fuente de Cantos, unicamente faltan en ella los tramos con elementos rodados de gran tamaño. El nombre de esta facies ha sido dado según el pueblo de Villagarcia de Las Torres, entre Llerena y Usagre.

Es característico la predominancia de microconglomerados, a veces de grano muy fino, alcanzando espesores de más de 500 m. En estos microconglomerados aparecen esporadicamente clastos de 3-5 cm. de dimensión mayor (excepcionalmente algunos más grandes). Junto al pueblo de Usagre aparecen cantos de pizarras abigarradas muy esporádicas en una masa de microconglomerados.

La composición mineralógica de estos microconglomerados es idéntica a los tramos semejantes de la facies Fuente de Cantos.

La facies Villagarcía ocupa un amplio segmento del flanco meridional del anticlinal precámbrico de Badajoz-Córdoba. Dado su carácter homogéneo no dan resalte morfológico y por tanto es difícil seguir su afloramiento bajo la cobertura terciaria de Los Barros.

2. Calizas de la Alconera

Corresponde a este tramo un horizonte diferencial muy constante en toda la Sierra Morena Occidental y Central. (desde las proximidades de Cordoba hasta la frontera portuguesa, en dirección NW-SE, sin interrupciones).

Se adopta este nombre, dentro de la serie establecida en este trabajo, por constituir las rocas calizas las alturas de la Sierra de La Alconera, al SW de Zafra y en las proximidades del pueblo del mismo nombre.

En la Alconera las capas carbonatadas muestran la siguiente sucesión:

Techo: pizarras arcillosas con trilobites

4. Tramo margoso superior de tonalidad violacea-rojiza con nodulos calcareos y "arrecifes" de arqueociatidos.

3. Calizas masivas en bancos de 20-30 m. muy cristalinos y con niveles de arqueociatidos.

2. Calizas en bancos menores 1-3 m. de tonos azulados.

1. Tramo de transición a pizarras predominio de bancos mayores hacia el techo (0,3 m - 1 m).

Muro: areniscas que pasan a conglomerados (Serie de Transición).

El total de la serie alcanza unos 200-300 m.; los tramos de bancos masivos tienen una potencia de 80-100 m.

En conjunto existe una secuencia continua desde el paso de la serie inferior con aparición de niveles carbonatados hasta el final de este horizonte que se realiza por el aumento de materiales margosos (calizas rizadas o Kramenzel) para convertirse en una serie francamente margosa.

Dentro de este horizonte carbonatado se distinguen dos facies:

- nivel superior de calizas cristalinas (en parte dolomitizadas).

- nivel inferior de alternancia de bancos de calizas y pizarras.

Estas dos facies con mayor o menor variabilidad se pueden correlacionar en todo el Cámbrico de Sierra Morena Central y Occidental.

Bioestratigrafía:

Los tramos superiores han resultado muy ricos en ejemplares de arqueociatidos. Existen verdaderas masas recifales en las calizas margosas y margas abigarradas y también en los tramos cristalinos superiores (carrera situada en el cruce de la Carretera de Zafra a Fregenal con el ramal al pueblo de Alconera) F. HERNANDEZ PACHECO (1935) y ROSSO DE LUNA & F. HERNANDEZ-PACHECO (1955) encontraron los siguientes restos de arqueociatidos:

Archaeocyathus pachecoi MELEND.

Archaeocyatellus cordobae SIMON

Archaeocyathus sinuosus BORN

DOEBRENNE & LOTZE (1963) citan además:

Coscynocyathus s.p. BORNEMANN

encontrado por LAUS en 1960.

En la actualidad los desmontes de la cantera antes citada existe un material abundantísimo, según las propias observaciones realizadas por el autor.

Edad:

Los arqueociatidos están ampliamente repartidos en el Cámbrico del cinturón hercínico europeo. Hasta hace poco tiempo ha habido discusión sobre su colocación dentro de la serie cámbrica. Pero la edad cámbrica inferior (tramos centrales superiores) no puede ofrecer hoy día dudas si se tiene en cuenta su posición con respecto a los trilobites del techo del Cámbrico inferior, que se sitúan siempre por en cima del nivel calcareo que contiene los arqueociatidos.

Teniendo en cuenta este hecho tan importante, los arqueociatidos (y sus niveles calcareos) se convierten en un excelente nivel guía y en la clave de la edad de todas las series cámbricas de Sierra Morena Occidental y aún de otras áreas del SW español (VEGAS 1971 b).

Variaciones y correlaciones dentro del ámbito de Sie
rra Morena Occidental:

Este horizonte calcareo puede seguirse, sin interrup
ciones importantes entre la línea morfotectónica del
Guadalquivir y la depresión del Guadiana y aún se con
tinúa en Portugal en la región de Elvas-Estremoz.

Se pueden considerar varias bandas, que dibujan los
sinclinales cámbricos. En estas bandas hay **d**iversos
puntos con fauna de arqueociatidos, que corroboran la
continuidad del nivel guía (sinclinales de Cordoba,
de Posadas, de Zafra-Llerena-Alanís, de Cala, Frege
nal-Alconchel, etc.).

En las calizas de Cordoba, a pesar de haber sido muy
conocidas por su famoso yacimiento de Las Ermitas,
no han sido situados estratigraficamente con claridad.
En un estudio paralelo al realizado en Zafra se han
podido observar las capas de transición que forman
su yacente.

Muy cerca de Las Ermitas, 500 m. antes de llegar al monasterio, se puede apreciar como las pizarras rojizas con niveles de conglomerados rojizos (con cantos de andesitas) pasan directamente a los niveles carbonatados masivos, donde ya aparecen arqueociatitidos aislados (algunas secciones perfectamente reconocibles).

Según observaciones realizadas recientemente en compañía de J.R. PARGA, se puede establecer el siguiente esquema general:

Techo: niveles de pizarras arenosas

5. Calizas margosas con Arqueociatidos.
4. Calizas grises masivas.
3. Calizas oscuras con restos de Arqueociatidos.
2. Calizas y pizarras arcillosas alternantes.
1. Pizarras rojas-violáceas con niveles conglomeraticos también rojizos (serie de tránsito)

Muro: volcanitas de naturaleza andesítica masivas y de color violeta.

En este perfil se han omitido subdivisiones menores de las calizas, muy difíciles de obtener por la intensa tectónica de fractura a que ha estado sometido este paquete competente. La mayoría de estas fracturas de desplazamiento vertical son reflejo de tectónica reciente en conexión con la línea morfotectónica del Guadalquivir; algunas de ellas afectan al Mioceno continental del borde de la Sierra. El resultado de esta fracturación es un pequeño mosaico de los niveles calcareos con la consiguiente dificultad cartográfica.

Existen cortes más detallados el más reciente se debe a CABANAS (1971), pero sin situación precisa del nivel calcareo, que es precisamente una de los objetivos de esta descripción.

En cuanto a los fósiles encontrados, en una reciente revisión DEBRENNE & LOTZE citan:

Archaeocyathus navarroii (HERNANDEZ PACHECO)

Dictyocyathus sampelayanus (HERNANDEZ PACHECO)

En un trabajo posterior PEREJON (1971) cita la presen
cia de un nuevo genero:

Pachecocyathus cabanasi; n.g., n. sp.

El único fósil no arqueociatido es un crustaceo, *Isoxys carbonelli* (R. & E. RICHTER, 1927) cuya colocación en el Cámbrico Superior ha dado origen a muchas confusio
nes, pues entonces los niveles carbonatados con arqueoc
iatidos eran sistemáticamente colocados en ese perio-
do, Sin embargo esa datación hacia imposible la situa-
ción de niveles de trilobites del techo del Cámbrico
Inferior por encima de los arqueociatidos, lo cual re-
sulta hoy indiscutible.

En la región de Alanís-Cazalla de la Sierra (extremo meridional del Sinclinal Zafra-Alanís) SIMON (1951) distingue dentro del horizonte calcareo dos niveles bien diferenciados: uno superior o Caliza de *Cryptozoon* representado por calizas masivas con estructuras de algas (estromatolitos) y otro inferior muy potente, Capas de Campoallá, donde predomina la alternancia de

pizarras y bancos de calizas. En este horizonte MACPHERSON encontró el unico *Etmaphyllum marianum* ROEMER.

Más al N. en la misma banda del sinclinal FRICKE (1951) describe las Calizas del Agua completamente equivalentes a las anteriores, con dos niveles ya descritos.

Estos niveles se continúan, según observaciones propias en la zona de Llerena-Usagre, quizá con gran desarrollo del nivel inferior alternante, que pasa claramente a pizarras con conglomerados al NE del Pueblo de Llerena.

Pasado el anticlinorio precámbrico y en la otra banda sinclinal SCHREIDER (1941) describe las Calizas de Cañuelo con unos 250 m. de espesor y una secuencia general de alternancia de pizarras y calizas a calizas masivas en parte dolomitizadas. No encontró fósiles.

En resumen la situación estratigráfica del nivel carbonatado queda suficientemente probada así como su cons-

tancia con ligeras variantes dentro de las subfacies.

Se pueden destacar dos aspectos determinantes:

- la continuidad de facies carbonatadas
- la existencia de arqueociatidos en las dos bandas calcareas más importantes.

Las calizas se convierten así en un horizonte clave para la determinación del Cámbrico Inferior de esta zona.

3. Serie Inferior de Vallehondo.

Después del horizonte calcareo este tramo es el de mayor importancia dentro del esquema del Cámbrico inferior de esta región.

Este horizonte representa los tramos de la base de una serie clástica, cuyo contenido en componentes psamíticos va aumentando hacia el techo. Se trata

pues de un tramo de pizarras margosas que se continúan gradualmente de las margas calcareas violaceas con "colonias" discontinuas de arqueociatidos. Las pizarras margosas abigarradas, de tonos predominantemente verdosos componen un conjunto de unos 200 m. Son además materiales muy monótonos que forman la depresión de Vallehondo, entre la Sierra de La Alconera y la Sierra cuarcítica del Castellar. Dentro de esta serie pizarrosa monótona se puede distinguir un tramo inferior con niveles fuertemente coloreados con tonos violaceos y purpura intenso, que contienen trilobites.

En base a estos trilobites es posible establecer una correlación perfecta con otros niveles margosos que siempre estan situados sobre las rocas carbonatadas que contienen arqueociatidos.

La fauna encontrada en esta serie y en esta región es relativamente reciente, mientras las faunas de Cala y Alanís fueron encontradas muchos años antes.

LOTZE & SOZUY (1961) describen los trilobites encontrados por LAUS como:

Protaldonaia (Aldonaia) morenica (especie afin)

Serrodiscus speciosus FORD

Delgadella souzai DELGADO

el genero Delgadello pertenece a un yacimiento inferior estratigraficamente.

Como ya se ha apuntado antes, estos trilobites permiten una perfecta correlación con las capas abigarradas de Cala y Alanís, en los afloramientos cámbricos, que representan una continuación hacia el sur.

Es posible hacer el correspondiente paralelismo con las Margas de Herrería (SCHNEIDER 1941) que contienen la fauna de Cala (banda de serratus) y con las capas abigarradas de Alanís (SIMON, 1951), que contienen a su vez la fauna de Alanís. Con esta correlación queda perfectamente situada esta capa y el tramo de calizas infrayacentes.

En cuanto a la edad las faunas del cementerio de Alconera, de Cala y Alanís, no ofrecen duda sobre su colocación en el Cámbrico Inferior alto. Indirectamente los arqueociatidos deben marcar tramos más bajos del Cámbrico Inferior.

4. La Serie Superior de Vallehondo.

En continuidad con el tramo 3, esta serie representa el paso gradual a rocas psamíticas. La preponderancia de este tipo de rocas se situa hacia la base donde los bancos de subarcosas predominan sobre las facies pizarrosas.

Esta serie se compone de un tramo inferior donde las subarcosas y las pizarras alternan en ritmo flysch. Los bancos psamíticos son predominantes. El tramo medio es de la misma naturaleza, pero los bancos de pizarras y subarcosas son más delgadas y de igual importancia. Hacia el techo las pizarras son relativamente predominantes. Se trata pues de una serie clástica flyschoide de una potencia de 300-400 m.

La edad de esta serie ha de realizarse en función de los trilobites de la serie inferior -tramo 3-. No se han encontrado fósiles.

En cuanto a la extensión de esta serie dentro del marco de la Sierra Morena Occidental, se pueden seguir en

el núcleo de los sinclinales cámbricos los afloramientos de rocas clásticas litológicamente semejantes y situadas por encima de las pizarras abigarradas con trilobites del Cámbrico Inferior. Estas series son equivalentes de las Capas del Rincon (SCHNEIDER, 1941) de la región de Cala; de las capas de Benalija -en parte- de la región de Alanís (FRICKE, 1951) y de los horizontes más superiores de las Capas de Alanís (SIMON, 1951). A este nivel pertenecen además la mayoría de las rocas del Sinclinal cámbrico de la región de Llerena, entre las bandas calcáreas de Fuente del Arco - Llerena y el río Viar.

En la región de Cala y Cumbres Mayores (Norte de la Provincia de Huelva) HERNANDEZ ENRILE & GUTIERREZ ELORZA (1968) y MARFIL & GUTIERREZ ELORZA (1971) describen esta serie destacando un nivel superior donde predominan grauvacas.

5. Cuarcita del Castellar.

Esta formación hace referencia a las cuarcitas de la Sie

rra del Castellar en las proximidades de Zafra. Se engloba en esta denominación un nivel diferencial de naturaleza cuarcítica, que puede convertirse en un conjunto de areniscas cuarcíticas.

En la Sierra del Castellar este nivel se puede dividir en dos tramos:

- cuarcitas puras en bancos de varios metros, 20 m;
- Alternancia de cuarcitas en bancos de 0,3 - 0,5 m. con pizarras arenosas 30 m.

Hacia el NW las cuarcitas son menos puras y pasan a areniscas cuarcíticas. Forman siempre resalte morfológico, muy característico en los tramos de cuarcita pura.

En cuanto a la edad, solamente es posible ubicar esta formación entre las faunas de trilobites del Cámbrico inferior (cementerio de Alconera) y las faunas de trilobites del Cámbrico Medio. En una correlación general (VEGAS 1971 b) se ha dado una edad del techo del Cámbrico Inferior.

Materiales semejantes y en posición análoga afloran en la

región de Cumbres Mayores (HERNANDEZ ENRILE & GUTIERREZ ELORZA, 1968) y han sido comparados con la formación de Cuarcitas del Castellar por el autor (VEGAS 1971 a). También afloran materiales semejantes aunque muy restringidos en el núcleo del sinclinal de Llerena al S. de la Sierra de San Miguel.

En el esquema propuesto en este trabajo este nivel arenisco (las cuarcitas parecen ser ocasionales) debe representar el episodio final del Cámbrico Inferior.

6. Serie del Playón.

Esta serie representa sin duda los niveles más altos del Cámbrico de Sierra Morena Occidental y su afloramiento está excepcionalmente representado al N. de Zafra, en una banda estrecha que se pierde bajo la cobertura terciaria de la fosa del Guadiana.

Por este afloramiento excepcional la serie establecida en la región de Zafra resulta ser la más completa y la mejor datada mediante niveles fosilíferos.

El nombre de esta serie ha sido dado según el arroyo que ocupa el centro del Sinclinal donde afloran estos materiales.

La serie se descompone en los siguientes horizontes (de techo a muro).

2. Pizarras arenosas, con niveles de areniscas de grano grueso. Las areniscas (a veces cuarcíticas se sitúan hacia el techo)
1. Pizarras arcillosas, de tonos verdosos y violetáceos a veces con disyunción esferoidal con niveles de volcanitas básicas muy potentes constituyendo verdaderas capas concordantes con la estratificación. Existen además esporádicamente conglomerados con cantos de cuarcita y volcanitas básicas. Las rocas volcánicas afloran en forma de pillow - lavas.

La potencia de la serie es de unos 500 m., cada uno de los horizontes representan la mitad de la serie.

Bioestratigrafia:

Las bandas de pizarras arcillosas de grano muy fino contienen trilobites, que representan hasta el momento los fósiles más modernos del Cámbrico de Sierra Morena.

BARD (1964) encontro los siguientes trilobites, que según HUPE corresponden a:

Paradoxides sp.

Acadoparadoxides sp.

Paradailhana cf. hispida THORAL

Parabailiella cf. languedocensis THORAL

Couloumania cf. heberti MON-BERGERON

El yacimiento se encuentra en un nivel de pizarras verdosas en el km. 7,5 de la Carretera de Zafra a La Lapa. En una excursión reciente se ha podido comprobar que la fauna de este yacimiento es muy abundante.

SUHR (1969) encontró yacimientos semejantes en la continuación hacia el NW de las capas anteriormente descritas. Este autor cita tres yacimientos que han dado la siguiente fauna según clasificación de SZDOUY:

Condylopyge sp.

Paradoxidos aff. pusillus BARRANDE

Paradoxidos sp.

Solenopleurina aff. tyrovicensis RUZICKE

Sao hirsuta BARRANDE

Conocoryphe (Parabailiella) cf. schmiditi
SZDOUY

Ctanocephalus sp.

Edad:

Los trilobites encontrados inducen, sin ninguna duda, a colocar estas capas en el Cámbrico Medio, lo cual significa que estos afloramientos son excepcionalmente los únicos de esta edad en toda la Sierra Morena. Por otra parte, confirman la extensión de esta serie cámbrica, que resulta ser la más completa de toda la región.

Correlaciones:

No hay equivalentes de estas capas como se ha expuesto anteriormente, con la única excepción de las potentes capas de volcanitas del N. de la Provincia de Huelva, que deben corresponderse por su situación sobre la Arenisca de Cumbre, con las volcanitas interestratificados con las capas de trilobites de la Serie del Playón. Según este esquema, las volcanitas de Umbria-Pipeta (SCHNEIDER, 1941; LOTZE 1961) deben colocarse en el Cámbrico Medio.

Resumen de la Serie Cámbrica de Zafra. Su extensión al ámbito de Sierra Morena.

Sobre las formaciones monótonas y potentes del Precámbrico Superior se desarrolla una serie clástica con volcanitas (complejo volcanosedimentario de transición) que marca el paso a las formaciones cámbricas fosilíferas. La serie cámbrica propiamente dicha contiene tres niveles cuya edad puede fijarse mediante fauna.

- Pizarras arcillosas con trilobites.

- Pizarras margosas con trilobites.
- Calizas con arqueociatidos.

El nivel superior muestra una fauna de trilobites del Cámbrico Medio -bandas 21-22, según SZDOY (in SUHR 1969)- que puede comprender más niveles (GIL CID, com. pers.), representando una serie comprimida del Cámbrico Medio.

Esto último podría explicarse por la existencia de niveles conglomeráticos y volcánicos representantes de un área extremadamente móvil, que se correspondería con los movimientos corticales de edad sárdica (lagunas para el Cámbrico Medio y Superior, discordancias erosivas).

Los otros dos niveles representan una secuencia normal para el Cámbrico del Centro y Sur de la Península. El nivel de Arqueociatidos debe corresponder con las bandas 4-6 de LOTZE y el nivel inferior de trilobites con las bandas 8-10. Representan un amplio espectro del Cámbrico Inferior.

Esta serie es aplicable en terminos generales a la li
tologia de todas la series cámbricas de Sierra Morena
Occidental y Central, al N. del sinclinal silúrico-de
vónico de las sierras de Hinojales (prov. Huelva) (ALIA
1963; BARD, 1965; HERNANDEZ ENRILE & GUTIERREZ ELORZA,
1968). La comparación litológica se apoya en la dispo-
sición de los niveles fosilíferos inferiores (faunas
de trilobites de Alanís, Llerena y Cala y de arqueo-
ciatidos de Cordoba y Alanís). Estas correlaciones que
dan suficientemente fundadas y permiten establecer un
dominio paleográfico para los materiales cámbricos,
este dominio representa el Cámbrico más potente y
completo -a falta de Cámbrico Superior- al sur de la
alineación central cristalina de Galicia -Sistema Cen-
tral.

3.3.4. El Cámbrico de Las Villuercas - Montes de Toledo Occidentales.

El Cámbrico de esta región representa un dominio diferenciado, de acuerdo con los principios establecidos anteriormente.

Aún existiendo una diferenciación litológica patente no es posible establecer una sucesión cronoestratigráfica fina por la casi total ausencia de fósiles.

Dada la posición de estas series bajo las potentes cuarcitas ordovicicas de facies "armoricana", tradicionalmente se han considerado como materiales cámbricos a las rocas anteordovicicas de toda la región. LOTZE (1945) introdujo una nueva división al considerar precámbricas las capas de Valdelacasa y estableció una primera división del Cámbrico de esta región, (sobre todo de los Montes de Toledo Occidentales y de la región de El Puente del Arzobispo). Posteriormente las rocas cámbricas fueron tratadas de manera fraccionaria por RAMIREZ (1954

y 1963) y por SOS BAYNAT (1955-56). Quizá el hecho más importante en la historia del conocimiento del Cámbrico es el descubrimiento del yacimiento de Los Cortijos de Malagón por CASIANO DE PRADO (1845), que incomprensiblemente había permanecido olvidado y, sin embargo, representa un jalón importante en el esquema global del cámbrico español.

A causa de la existencia de movimientos corticales intracámbricos muy patentes en esta región, no es posible encontrar series cámbricas constantes, sino porciones fragmentarias. Por este motivo es necesario establecer la serie más completa y apoyada con los escasos datos paleontológicos. En este trabajo se aborda este problema teniendo en cuenta dos puntos importantes a) la determinación litológica establecida con claridad en Sierra Morena Occidental, b) la existencia de formaciones precámbricas idénticas siempre en la base de las formaciones cámbricas.

Teniendo en cuenta datos obtenidos anteriormente (GUTIERREZ ELORZA & VEGAS, 1971; VEGAS, 1971 b) se

puede establecer la siguiente sucesión de capas:

Techo: cuarcitas de facies armoricana. Ordovicio Inferior

Discordancia

7 - Cuarcitas en bancos delgados y areniscas abigarradas predominantes, alternando en ocasiones con pizarras rosadas o rojizas. Serie de Garvin.

6 - Conglomerados y microconglomerados cuarzosos. Los cantos son de cuarzo lechoso de 1-2 cm. de tamaño medio. Conglomerados de Carrascalejo.

Discordancia

5 - Pizarras cuarcíticas oscuras, a veces negras y satinadas.

4 - Areniscas y cuarcitas blancas en un banco muy potente (50 m.), que forman un resalte secundario respecto a las cuarcitas armoricanas. Existen niveles de pizarras subordinadas. (5 y 4) Serie Cuarcítica Intermedia.

- 3 - Calizas y dolomías masivas de tonos azulados con estructuras de algas en muchas ocasiones. Calizas de Valdecañas.
- 2 - Pizarras arcillosas, Pizarras arenosas, areniscas y cuarcitas. Serie del Puente de Almaraz.
- 1 - Conglomerados y areniscas masivas. Los conglomerados presentan matriz apizarrada y cantos de hasta 15 cm. de cuarcita, cuarcita negra, cuarzo y rocas volcánicas básicas. Serie de Villar del Pedroso.

Muro: Pizarras y grauvacas de facies Valdelacasa.

Dadas las discordancias erosivas intracámbricas esta sucesión se ha realizado tomando los niveles 2, 3, 4, y 5 en el anticlinal de Ibor (GUTIERREZ ELORZA & VEGAS 1971) y se ha continuado en el flanco meridional del anticlinal de Valdelacasa donde afloran con mayor claridad los niveles más altos de la serie cámbrica (6 y 7). El nivel 1 aflora en el flanco S. del anticlinal de

Valdelacasa bajo los niveles 3 y 2 equivalentes de la Sierra de La Estrella.

Se ha construido así la serie cámbrica más completa posible para esta región de manera que encajen en ella las otras series cámbricas muy incompletas que afloran hacia el este en los anticlinales de los Montes de Toledo. También se utilizará esta sucesión en las posibles correlaciones de los tramos anteor-dovicicos de regiones limitrofes como el Sistema Central y la Provincia de Salamanca.

Bioestratigrafia:

Existen restos organicos en algunos niveles, aunque no son definitorios por su imprecisión. LOTZE (1945) restos inclasificables de trilobites en el techo del nivel 3 (en las proximidades de Castañar de Ibor) y este autor cita también estructuras de algas en el horizonte calcareo (3) de la Sierra de La Estrella (flanco norte del anticlinal de Valdelacasa). Recientemente HUFNAGEL (1969) describe gran profusión de restos de plantas y esporas en los horizontes 2 y 7.

Edad de los diferentes tramos.

Sin pruebas paleontologicas firmes es preciso tener en cuenta para la edad de esta serie los siguientes puntos:

- a) Se trata de una serie cámbrica pues en el techo se sitúan discordantes series cuarcíticas con crucianas, que a su vez están en la base de niveles del Ordovícico Medio-Inferior (esquistos negros del Llandeilo en los pejes de los sinclinales). Por otra parte, en la base afloran series conglomeráticas de transición a formaciones esquisto-grauvaquicas idénticas al Precámbrico Superior incontestable de Sierra Morena Occidental.
- b) Los niveles 1 y 2 representan estratigráfica y estructuralmente el paso del Precámbrico Superior al Cámbrico, como sucede en todo el ámbito estudiado.
- c) Los niveles carbonatados representan el Cámbrico inferior. Esta afirmación se basa en su

posición respecto a los niveles 1 y 2 de transición y por la existencia de restos de trilobites en el techo, como ocurre siempre con los niveles calcareos de la Baja Extremadura, situados inmediatamente debajo de las faunas de trilobites del Cámbrico Inferior alto de Zafra, Alanís y Cala. Por tanto estos niveles representan la sedimentación calcarea conspicua en todo el Cámbrico inferior de la Península.

- d) Los niveles 4 y 5 suponen las series clásticas más altas del Cámbrico Inferior. En esta región no es posible encontrarlos con regularidad a causa de la discordancia intracámbrica (toledanica de LOTZE, 1945) que hace desaparecer una buena parte de la serie. No hay evidencia de Cámbrico Medio en todo este dominio.
- e) Los niveles 6 y 7 aparecen siempre en relación con los niveles más altos del Cámbrico y bajo las cuarcitas del Ordovicico Inferior. Su posición y similitud con capas que contienen lingúlidos permiten colocarles en el Cámbrico Superior.

Por otra parte, el esquema de sucesión litológica expuesto anteriormente es válido para todo el ámbito de los Montes de Toledo-Villuercas y para el Sistema Central y aún para la prolongación de los afloramientos cámbricos hacia el NW en la Provincia de Salamanca. Precisamente en la prolongación hacia esta regiones existen los puntos de referencia fosilíferos más importantes para el Cámbrico del Centro de España.

En los Montes de Toledo surorientales, en la región de los Cortijos de Malagón, existe un importante yacimiento de trilobites cámbricos descubierto por CASIANO DE PRADO (1885) y cuya revisión más reciente se debe a WEGGEN (1955).

Los fósiles se encuentran en un nivel arenoso que representa el techo de una sucesión detrítica que pierde su contenido en arena hacia la base. Estos materiales aflorantes en el Cerro de Los Cortijos (unos 20 km. al E. de Malagón) no están en contacto directo con otros materiales de la serie debido

a los recubrimientos recientes. Según SDZUY (en LOTZE & SDZUY, 1961) los trilobites encontrados por WEGGEN son los siguientes:

Relapsis strenoides

Pseudolenus weggeni

Pseusolenus glaber

Kingaspis c.f. velatus

y deben colocarse en el Cámbrico Inferior más alto (por encima de las faunas de Andalucía e inmediatamente debajo de las faunas mesocámbricas de los niveles de Murero).

Resulta, por tanto, de gran interés la colocación estratigráfica de esta fauna. Las capas areniscosas que la contienen están situadas bajo los niveles arenosos atribuibles al Cámbrico Superior toledano. No se conoce la base, pero en el núcleo del anticlinal de Los Cortijos existen calizas muy potentes junto a Fuente el Fresno. Estas calizas han podido observarse en afloramiento continuo en las excavaciones realizadas para la colocación de un cable coaxial telefónico paralelo a la carretera nacional 401.

Con estos datos se puede establecer la siguiente sucesión para la región de los Montes de Toledo suro-orientales.

Techo: Cuarcitas con Bilobites

5. Areniscas y cuarcitas -Cámbrico Superior
(?) Laguna estratigráfica.
4. Areniscas fosilíferas -Techo del Cámbrico Inferior.
3. Cuarcitas.
2. Alternancia de areniscas y pizarras.
1. Calizas compactas.

Los terminos 1, 2, 3 y 4 pueden paralelizarse con los terminos del Cámbrico Inferior de Valdecañas en el extremo occidental de Los Montes de Toledo, de manera que el yacimiento de Los Cortijos puede servir como dato de edad para las series cuarcíticas superiores a los horizontes carbonatados, confirmando el esquema establecido en este trabajo.

En cuanto a la prolongación de las series cámbricas toledanas hacia el NW, también existe un dato fósilífero importante para datar la sucesión litológica cámbrica del tipo general descrita en la región de Valdecañas. Recientemente GARCIA DE FIGUEROA & MARTINEZ-GARCIA (1972) describen la existencia de trilobites en el nivel detrítico inferior a la capas calcareas del flanco septentrional del sinclinal silurico de Tamames. Los trilobites encontrados corresponden al nivel más bajo hasta ahora encontrado en el Cámbrico español, "ovetiense" de SDZUY, y permiten establecer la edad de la Serie del Puente de Almaraz descrita en los parrafos anteriores. Este hecho permite afinar aún más el esquema dado aquí para el Cámbrico y completar la edad de todos los niveles establecidos. Conviene recordar que la sucesión litoestratigráfica del Cámbrico del flanco norte de Tamames es idéntica a la descrita por el autor en los Montes de Toledo - Villuercas, y también que ambas series cámbricas se sitúan sobre las formaciones precámbricas idénticas.

Con estas consideraciones la edad de la sucesión cám

brica queda suficientemente fundada, y cabe la posibilidad de utilizar el nivel carbonatado -bien situado en Andalucía, Baja Extremadura y Montes de Toledo -Villuercas- como nivel guía diferenciado y constante para el Cámbrico Inferior del ámbito estudiado.

3.3.5. El Cámbrico de Cáceres - Valle de Alcudia.

En este área se incluyen todos los materiales cámbricos situados geográficamente entre las series cámbricas de Sierra Morena y los Montes de Toledo-Villuercas perfectamente definidas en los apartados anteriores. La correlación y determinación de las series cámbricas de este dominio ha de realizarse teniendo en cuenta su posición intermedia entre los niveles del Ordovícico Inferior y las formaciones precámbricas constantes en el Centro y SW de España. La edad individual de las subdivisiones cámbricas ha de establecerse en función de los niveles de las series andaluzas o toledanas.

Como materiales cámbricos se aceptan entonces las series intermedias aflorantes sobre las formaciones precámbricas (Formación Alcudia) y en relación siempre con los niveles ordovícicos inferiores con fósiles o grandes pistas de reptación (VEGAS, 1971 b).

Estas series intermedias han sido consideradas por BOUYX (1970) como pertenecientes incluso al Precámbrico

co o bien como representantes del Cámbrico Superior (RICHTER 1968; BUTENWEG, 1968).

En la opinión del autor estas series representan un Cámbrico diferente de las regiones circundantes y debe ser estudiado en el contexto de un cuadro general del Cámbrico partiendo de los conocimientos obtenidos en las regiones contiguas.

Dentro de este dominio definido para las series cámbricas existen importantes variaciones entre el extremo oriental en San Lorenzo de Calatrava y las amplias zonas occidentales de La Serena y Cáceres (Alta Extremadura). Se pueden diferenciar dos series-tipo en base a esta variación:

3.3.5.1. La serie cámbrica de La Serena - Alta Extremadura.

Estas regiones se caracterizan geográficamente por representar una extensa penillanura interrumpida únicamente por estrechas sierras de cuarcitas que las limitan al sur y al norte dejando un amplio espacio inter

medio. Esta llanura central esta ocupada por los materiales de la Formación Salor, de edad precámbrica (cf. 3.2.2.) y por grandes batolitos graníticos tardihercánicos; mientras los materiales cámbricos ocupan una estrecha banda muy irregular en los flancos de las sierras cuarcíticas, que constituyen sinclinales ordovícicos y silurico-devónicos. Normalmente la observación de estas series cámbricas es difícil a causa de los potentes mantos de coluviones que tapizan los flancos de las sierras (fig. 19).

La distinción de estas series ha de hacerse en base a su diferente litología frente a las formaciones precámbricas -bien definidas- y a su posición intermedia entre las series ordovícicas y las series precámbricas. Esta posición intermedia se mantiene regionalmente. Se insiste sobre este punto de definición pues este problema no ha sido tratado de manera al haber sido considerado todo el conjunto "anteordovícico" como cámbrico (incluso todo él como cámbrico superior o postdamiense). Se trata, por tanto, de definir el miembro cámbrico dentro del complejo anteordovícico.

Este miembro cámbrico es muy discontinuo y quizá la serie más completa aflore en el flanco meridional del Sinclinal de Cañaveral donde se puede establecer la siguiente serie:

Techo: cuarcitas compactas de facies armoricana con conglomerados en la base. Ordovicico inferior.

Discordancia

- 5 - Alternancia de pizarras arenosas y cuarcitas blancas. Las cuarcitas predominan hacia el techo.
- 4 - Pizarras grises y negras alternantes.
- 3 - Conglomerados de cantos de cuarzo y areniscas groseras.
- 2 - Areniscas masivas y pizarras.
- 1 - Conglomerados con grandes cantos de cuarcita, lídita, pizarras, etc. en una matriz pizarrosa.

Muro: Formación Salor de edad precámbrica.

Esta serie se puede comparar perfectamente con la establecida en Valdecañas y Miravete teniendo en cuenta algunos aspectos particulares:

- a) No afloran niveles calcareos, de hecho muy discontinuos en toda la región y además si tuados siempre bajo horizontes conglomeráticos (discordancia erosiva ?)
- b) La potencia de la serie de Cañaveral es menor.

Teniendo en cuenta estos puntos, esta serie debe representar el Cámbrico inferior entre los niveles cuarcíticos (5) (serie cuarcítica intermedia de los Montes de Toledo) y los niveles conglomeráticos de la Serie de Transición (1).

El nivel de conglomerados cuarzosos (3) esta muy bien representado en la región de Miravete (conglomerados de Cerro El Cesto) y en la región de Polan-Layos constituyendo la cima de los montes-isla.

Los conglomerados y areniscas inferiores (1) corresponden a la serie de Villar del Pedroso y a los Con-

glomerados del Arroyo de Los Desesperados en la región de Deleitosa (GUTIERREZ ELORZA & VEGAS, 1971).

Retazos de series cámbricas tipo Cañaveral pueden observarse en el flanco norte de la Sierra de San Pedro cerca de Aliseda, en la Sierra de Castuera y en el flanco septentrional de la Sierra de Magacela.

Edad de la Serie de Cañaveral.

Es indudable la edad cámbrica de este pequeño miembro superior del complejo anteordovicico. Por analogía con la serie de Valdecañas es posible dar una edad cámbrica inferior a esta serie. La analogía se puede basar en varios tramos en cuanto a litología y posición estratigráfica.

No se admite la edad cámbrica superior (LOTZE, 1961; MAATS, 1963) ni de ninguna manera la edad cámbrica para todo el conjunto anteordovicico (RAMIREZ & HERNANDEZ PACHECO, 1956).

En resumen la Serie de Cañaveral representa un Cámbrico

co Inferior discordante bajo el Ordovicico, Este Cámbrico Inferior es incompleto y discontinuo debido a facies erosivas sardicas y define un dominio de poca potencia, azoico y detrítico para la amplia zona de la Alta Extremadura y La Serena.

3.3.5.2. La serie cámbrica del Valle de Alcudia y Sierras del N. de la Provincia de Cordoba.

Hacia el E. de la región de Cáceres y sin solución de continuidad las rocas anteordovicicas afloran en los núcleos de anticlinales relativamente estrechos frente a la amplia estructura de la Alta Extremadura y La Serena.

Las formaciones cámbricas de este sector afloran enmarcando los núcleos de los anticlinales, que estan constituidos por la Formación Alcudia de edad precámbrica superior.

Estas formaciones cámbricas afloran discordantes bajo la cuarcita armoricana y en algunos puntos recúben en discordancia angular la Formación Alcudia. Las series

cámbricas son aquí muy potentes (del orden de 2000 m.) y poco diferenciables litológicamente. En conjunto forman una potente serie detrítica con abundantes niveles conglomeráticos, microconglomeráticos, esquisto-grauvaquicos e incluso cálcareos. Esta compleja serie no tiene fácil parangón con las otras series cámbricas, pues se dan en ella dos aspectos exclusivos:

- a) Niveles conglomeráticos y pizarrosos muy potentes y monótonos.
- b) Es claramente discordante sobre los materiales precámbricos.

Estos dos puntos hacen difícil su inclusión dentro del cuadro estratigráfico del Cámbrico del Centro y Sur de España. Sin embargo, hay que partir de su edad cámbrica indiscutible al estar situada sobre materiales precámbricos constantes en toda el área estudiada. Ahora bien, la correlación dentro del Cámbrico resulta difícil. VEGAS (1971 b) y PARCA & VEGAS (1972) han intentado una correlación con las otras series cámbricas indicando un área diferencial para la deposición del Cámbrico (posible zona de umbral). RICHTER (1968) considera que esta

serie debe representar exclusivamente el Cámbrico Superior acantonado entre dos discordancias sárdicas (ibérica y toledana).

Sin embargo, existen algunos datos que complican esta datación. La existencia de calizas (1) dentro de esta serie conglomerática (VEGAS 1970, 1971; CRESPO LARA & TAMAIN 1971) induce a pensar en un Cámbrico Inferior incluido en este conjunto, de manera que la discordancia situada en la base de esta serie sería de edad asintica.

Esta discordancia ha sido indicada por BOUYX (1970), RICHTER (1968) y CRESPO LARA & REY (1972) y se situa en el flanco norte del anticlinal de Alcudia desde San Lorenzo hasta las proximidades de Cabezasrribias. Tiene aun mayor sentido regional pues la discordancia descrita por LLOPIS, SAN JOSE & HERRANZ (1970) en el anticlinal de Peraleda de Zaucejo resulta ser claramente la misma. Es importante resaltar dos aspectos sobre esta discordancia

- se ha encontrado unicamente cuando las series cámbricas son del tipo conglomerático monóto-

(1) BOUYX había definido calizas semejantes pero las había considerado aparte de la serie conglomerática global (Serie de Hinojosas).

no y sin fósiles (series tipo Cabezasrrubias, Mestanzo y Peraleda).

- parece delimitar un dominio que comprende la región alcudiana y Sierra Morena. Oriental y Central, al norte del eje Badajoz-Cordoba.

Por tanto se pueden aceptar dos hipótesis en cuanto a la posición de esta serie dentro del Cámbrico, la elección de una u otra lleva consigo una serie de consecuencias estratigráficas y estructurales.

Estas dos hipótesis son las siguientes:

- 1- La serie cámbrica alcudiana representa el Cámbrico Inferior y quizá niveles superiores.
- 2- La serie cámbrica alcudiana representa el Cámbrico Superior.

Si se admite la hipótesis 1 hay que aceptar la existencia de un área de sedimentación especial para el Cám-

brico, con predominancia de elementos conglomeraticos y además una clara discordancia angular entre el Cámbrico y el Precámbrico.

Si se admite la hipótesis 2 se trataría entonces de una zona privilegiada de Cámbrico Superior, mientras el esquema estructural sería homogéneo con respecto a la zona de los Montes de Toledo.

La hipótesis 2 es más sugestiva dentro del ámbito regional que comprende este estudio, si bien el autor se había inclinado anteriormente (VEGAS, 1971 b) por la hipótesis 1.

No puede admitirse, por el contrario, la edad dada por BOUYX (1970) a la serie superior de Alcudia, puesto que este autor la considera en parte precámbrica superior y en parte cámbrica. Tampoco es admisible la edad precámbrica superior dada para la serie conglomerática de Peraleda de Zaucejo por LLOPIS et. al. (1970). En ambos casos es evidente que las dos series se superponen al Precámbrico Superior de tipo "serie negra".

Para mejor definición se propone en este trabajo el nombre de serie de Mestanza para el miembro cámbrico del complejo anteordovicico alcudiano. Series - análogas afloran en los anticlinales de Esteras, - Agudo, Valmayor y Peraleda - Montoro.

3.4. ESTRATIGRAFIA GENERAL DE LAS SERIES PALEOZOI- CAS POSTCAMBRICAS.

Resulta interesante para el objeto de este trabajo una exposición global del resto de los materiales que componen el basamento hercínico del área inves-
tigada. Estos materiales del Paleozoico más joven en-
marcan y delimitan claramente las formaciones cám-
bricas y precámbricas y además contienen todas las deformaciones hercínicas principales -construturas
del orogeno hercínico- y aun algunos son contempo-
raneos de estas deformaciones.

En general se puede afirmar que a partir del Ordo-
vicio Inferior las condiciones de sedimentación va-
rian radicalmente. Las series son casi siempre in-
completas y poco potentes indicando un área de pla-
taforma inestable con áreas positivas de no deposi-
ción y áreas favorables deprimidas para diferentes
periodos. Dentro de las lagunas estratigráficas en-
contradas destaca la que abarca todo el Devónico Me-
dio (PUSCHMAN 1967 a) que puede indicar un periodo
importante de destrucción de un paleorelieve.

Estas series paleozoicas de plataforma delimitan un amplio hinterland en el Centro de la Península, como consecuencia de un área positiva central entre las fosas devonocarboníferas marginales. Al sur de este área se dibujó una franja de sedimentos silúrico-devónicos intermedios entre los aquí estudiados y la zona devonocarbonífera del S. de Portugal y Huelva. Estas series intermedias están situadas al sur de la línea cámbrica de Cala-Villanueva del Fresno entre esta línea y el anticlinal de Aracena (ALIA 1963). La potencia y monotonía de estas series del sinclinal de Hinojoles parece indicar ya la proximidad de la amplia fosa devono-carbonífera del Algarve-Huelva.

1) ORDOVICICO

El final del ciclo cámbrico viene marcado por la transgresión ordovicica que presenta varias secuencias. Se puede descomponer en tres tramos cuya secuencia litológica es más o menos constante cuando afloran series completas.

- a) El tramo inferior comienza con conglomerados, cuarcitas tableadas, psamitas y cuarcitas po-

tentes blancas (facies armoricana). En el techo de este conjunto aparecen cuarcitas en estratos poco potentes. Los tramos cuarcitosos que muestran en sus planos de estratificación gran cantidad de pistas de reptación. Las pistas de mayor talla parecen ocupar posiciones más bajas en el tiempo (cruzianas del tipo furcifera D'ORB y goldfussi ROU). Las pistas de talla mediana y pequeña aparecen en los tramos superiores de cuarcitas tableadas.

Esta secuencia inferior cuarcítica y arenosa termina con un nivel de areniscas amarillentas en bancos de 30-20 cm.

Este tramo debe representar el skiddaw por su posición dentro de la serie ordovicica.

- b) En posición intermedia existe un tramo de pizarras fundamentales con algunos niveles de pizarras pseníticas y psenitas hacia el techo. Este tramo representa quizá el horizonte más rico en fósiles

de todo el Paleozoico del SW de la Península Ibérica. Hacia la base se situa una lumaquela que contiene abundantes ortidos (nivel de *Orthis*) muy próxima al nivel de areniscas amarillentas del tramo a). En el centro se situa otro nivel con abundantes trilobites (*Neseuretus* etc.) y junto a las capas mas arenosas un paquete con abundantes trilobites (enormes asáfidos y *Neseuretus*) que constituye el tradicional "nivel de *Calymene*". Los niveles más inferiores representan el Llanvirn y el resto el Llandeilo.

- c) En continuidad entre los tramos a) y b) y las capas claramente silúricas se dispone el tramo ordovícico más alto de composición areniscosa y cuarcítica. Sobre la cuarcita inferior se dispone una serie de pizarras y niveles arcasicos con trilobites (*Trinucleidos*) y hacia el techo un nivel cuarcítico con calizas esporádicas que contienen fauna asghillense (abundantes conodontos, FUGANTE & SERPAGLI, 1968).

Estos tres tramos ordovícicos se mantienen representados todos los sinclinales hercínicos si bien a veces

fases erosivas modestas hacen desaparecer algunos terminos. En general las series decrecen en potencia desde Sierra Morena Oriental a la frontera portuguesa. Las series más completas han sido descritas por TAMAIN et. al. (1970) en el extremo oriental de Sierra Morena.

2) SILURICO

El Silúrico de este dominio del Macizo Hesperico tampoco ofrece características de potente sedimentación geosinclinal. Las series son generalmente incompletas y de litología constante.

Las series silúricas representan un nuevo episodio re-gresivo, relativamente corto, tras la transgresión or-dovicica.

En conjunto se trata de materiales predominantemente pelíticos con niveles cuarcíticos hacia la base (cuarcita de Llandevery, cuarcita de cantera, etc.). Diversos ya-cimientos de graptolites permiten diferenciar subdivi-siones dentro de la serie, de manera que es posible evi

denciar los tramos que faltan en muchas series locales. Las facies con graptolites son siempre constantes: pizarras negras arcillosas (Alaunschiefer de los autores alemanes); a veces alternantes con delgados bancos de lilitas. Según un reciente trabajo de síntesis (WALTER, 1969) están representados los tres pisos silúricos.

3) DEVONICO

Tras la sedimentación pelítica silúrica se suceden episodios arenosos y calcareos de edad devónica. Las areniscas y calizas son muy fosilíferas pudiéndose establecer una estratigrafía detallada. Un hecho importante es la existencia de una laguna que abarca todo el Devónico Medio (PUSCHMANN 1967 a) apareciendo el Devónico Superior discordante sobre su substrato (MAASS 1963).

Por este motivo las series devónicas son muy incompletas y en ocasiones el Devónico Superior aflora sobre el Ordovícico directamente, sinclinales de Zalamea,

Espiel y Alonge.

Dos conjuntos constantes -Devónico Inferior y Devónico Superior- se pueden correlacionar en los sinclinales devónicos del área estudiada. El Devónico Inferior comienza con un nivel cuarcitoso sobre las pizarras y grauvacas silúricas y continua con una formación de cuarcitas, grauvacas, pizarras y pizarras con bancos de arenisca. El Devónico Superior esta formado por areniscas groseras, cuarcitas y areniscas calcareas y pizarras arcillosas. Son frecuentes los evidencias paleontologicas en toda la serie.

4) CARBONIFERO Y PERMICO

Es más complicado establecer un cuadro coherente para este periodo. Por una parte existen formaciones muy potentes de origen marino ocupando el núcleo del Sinclinorio de Los Pedroches y continuandose en la Sierra de San Pedro y el Sinclinal de Cáceres. Estos materiales deben representar el Carbonífero Inferior. Por el contrario en el eje Badajoz-Cordoba existen retazos de cuencas continentales (en ocasiones productivas) con

representaciones reducidas de Carbonífero Inferior (Visé de Los Santos de Maimona).

El Carbonífero Superior (posible Permico en ocasiones) aparece horizontal en pequeñas cubetas tectónicas (Puertollano, Alarcos, San Nicolas del Puerto etc.); representa las cuencas intermontanas posteriores al paroxismo tectónico y esta a veces en continuación con probables materiales de edad autuniense.

En resumen las series posteriores al Cámbrico representan una sedimentación inestable de plataforma muy fosilífera con movimientos -varios ciclos transgresivos- precursores de las fases principales de edades devónica superior y carbonífera marcando un periodo anterior a la constitución del cinturón hercínico incorporado al bloque europeo. Representa, por tanto, una fase inmediatamente anterior y contemporánea de las deformaciones principales enmarcando movimientos menores y discordancias principales. El Carbonífero Superior y el Permiano representa ya las primeras molasas continentales provenientes de la destrucción del edificio recién constituido.

Estas series paleozoicas de plataforma afloran en sinclinales amplios entre Sierra Morena Occidental y la depresión del Tajo formando pliegues continuos desde el borde de Despeñaperros y la Mancha hasta Portugal (sinclinales de Los Pedroches - San Pedro, Almadén, Calatrava, Herrera del Duque - Villuercas, Espinosa del Rey, etc.).

Constituyen siempre un relieve de Sierras por erosión diferencial de sus componentes cuarcíticos (cuarcitas armoricanas, cuarcitas ashgillenses, de la base del Devónico etc.).

4. las deformaciones

4.1. INTRODUCCION

Los materiales precámbricos y cámbricos estudiados están afectados por un conjunto de deformaciones (tectónica de plegamiento y fractura) de edad hercínica, sin que esto prejuzgue la existencia de movimientos corticales anteriores de mucha menor importancia en la región estudiada.

El estudio de las deformaciones de estos materiales puede abordarse teniendo en cuenta las diferentes cualidades de los tramos de la serie estratigráfica global establecida en el apartado anterior y el tipo de deformación observado (plegamiento o fracturación). Por último la edad de las deformaciones ha de realizarse por comparación con las determinadas en los materiales paleozoicos posteriores al Cámbrico. -se excluyen las deformaciones de fractura postpaleozoicas, aunque su estudio es abordado para explicar y delimitar los accidentes morfológicos de la región estudiada y también para establecer en el tiempo la continuidad de acción de las grandes fracturas tardihercínicas-

Teniendo en cuenta la distribución vertical de los diferentes tipos de pliegues dentro de la columna estratigrá

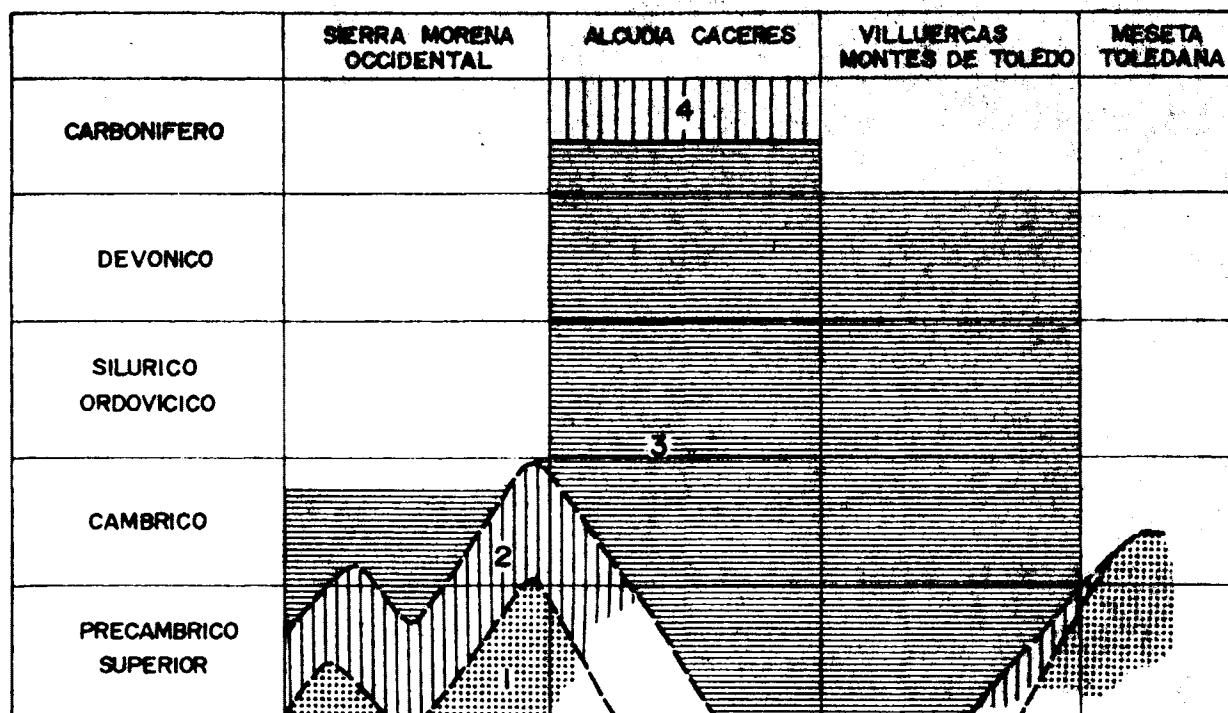
CARBONIFERO INFERIOR-MEDIO	Series detríticas	Pizarras, areniscas lechos de carbón conglomerados	Niveles poco competentes Plegamiento intenso de estilo superficial.
	Series arenosas	Areniscas Calizas Cuarcitas	Niveles competentes Pliegues concentricos
ORDOVICICO SILURICO	Serie superior pizarrosa	Pizarras, flysch de liditas y pizarras	Plegamiento intenso disarmonico
	Serie intermedia con cuarcitas	Pizarras con cuarcitas subordinadas	Pliegues metricos Pliegues recumbentes
	" Cuarcitas armóricanas "	Cuarcitas alternancia de cuarcitas y areniscas	Nivel más competente pliegues en cofre control de fracturas
CAMBRICO	Serie detrítica superior	Cuarcitas psamitas alternancia de pizarras y subarcosas	Niveles competentes, pliegues concentricos, control de fracturas
	Horizonte carbonatado	Calizas Dolomias Calcoesquistos	Materiales móviles, pliegues mayores nivel de despegue en los cabalgamientos
	Serie detrítica de transición	Conglomerados, arcosas y porfiroides	Serie moderadamente competente, control de fracturas y conglomerados
PRE CAMBRICO	Formaciones Bodion, Usagre, Salor, Alcudia y Valdelacasa	Pizarras, grauvacas	Plegamiento intenso, pliegues decimétricos de eje vertical
	Formación Llera	Metaconglomerados Metagrauvacas Esquistos	Pliegues de plano axial horizontal

FIG. 22

División de las series estratigráficas en niveles estructurales

fica general se pueden establecer algunas subdivisiones en pisos estructurales (fig. 22). En este esquema los materiales precámbricos y una buena parte de los cámbricos pertenecen a la unidad inferior fácilmente deformable en la que han quedado impresos planos suficientemente penetrativos. Por otra parte los procesos de reorganización metamórfico de los materiales influyen en la naturaleza de las deformaciones (aumento de plasticidad, aparente desorden estructural etc.) de manera que se puede controlar regionalmente el tipo de deformaciones con relación a la intensidad de metamorfismo (fig. 23). Es patente la variación de zonas más inferiores (deformaciones profundas) en Sierra Morena y Macizo Cristalino de Toledo, mientras el espacio intermedio muestra estructuras mas superficiales. La posibilidad de considerar estructuras profundas o superficiales depende del grado de penetrabilidad y genesis vertical de los elementos geométricos de la deformación.

Así pues puede realizarse una subdivisión en pisos estructurales, atendiendo a la litología (respuesta a los esfuerzos deformantes) y a la transformación de los materiales en profundidad. Estas subdivisiones permitiran



4 - Materiales no deformados

3 - Desarrollo de esquistosidad de fractura S_1 y esquistosidad de crenulación S_2

2 - Dominio de esquistosidad de subflujo S_2 y de fractura S_1

1 - Desarrollo de esquistosidad de flujo (foliación metamórfica) S_1 y formación de esquistosidad de flujo S_2 . Facies metamórficas por debajo de la isograda de la biotita.

REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA REPARTICIÓN REGIONAL DE LOS NIVELES ESTRUCTURALES.

FIG. 23

emparentar formas diferentes dentro de una misma generación.

4.2. TECTONICA DE PLEGAMIENTO

Los materiales precámbricos y cámbricos han sufrido un proceso de plegamiento común con los materiales paleozoicos más recientes (a excepción de los materiales de edad estefaniense y autuniense).

Por tanto es preciso estudiar esta deformación desde el punto de vista de la evolución del orógeno hercínico. No obstante esto no indica el prejuicio de negar procesos anteriores (precámbricos o cámbricos) cuyo influjo en la construcción del edificio hercínico no es decisivo.

Por tanto todas las deformaciones mayores investigadas en estas series serán tratadas dentro del contexto de la orogenia hercínica.

Las principales deformaciones de plegamiento han sido generadas en dos fases mayores (F_1 y F_2) cuya edad se

puede determinar con cierta precisión. Las formas resultantes de estas deformaciones son a su vez trastocadas por una fase posterior (F_3) de acción mucho más limitada. Por otra parte existen indicios de una fase anterior, de edad indeterminada -denominado aquí convencionalmente F_0 - casi borrada por completo por los fenómenos de metamorfismo relacionados con F_1 .

Se abordará, por tanto, este análisis de la tectónica de plegamiento comenzando por la descripción de las estructuras generadas por las dos fases principales (F_1 y F_2) que caracterizan las directrices "hercínicas" de la región y la mayor parte de las macroestructuras cartografiables.

4.2.1. Primera fase hercínica mayor de plegamiento.

Dentro de esta denominación se incluye toda una familia de estructuras cuya génesis se puede relacionar con esta fase mayor de edad más antigua.

Esta fase representa un plegamiento muy apretado con pliegues de escala pequeña (métricos a microscópicos)

muy frecuentes en los niveles incompetentes del piso inferior (Precámbrico - Cámbrico de Sierra Morena, figs. 22 y 23).

Consecuencia de esta fase es la existencia de planos de esquistosidad (foliación en niveles metamorficos) y pliegues apretados de simetría monoclinica, cuya geometría aparece fuertemente deformada por las fases posteriores.

a) Esquistosidad (S_1) (1)

La naturaleza de S_1 varia fundamentalmente según la profundidad del piso estructural en que se observe. Este fenómeno es muy claro en la región estudiada.

En los materiales "profundos" de Sierra Morena se trata de una verdadera foliación metamorfica (fig. 24) con recristalización de minerales, mientras en los niveles "intermedios" (Cámbrico inferior de Zafra) estos planos de discontinuidad forman una esquistosidad de "subflujo" (recristalización de algunas micas).

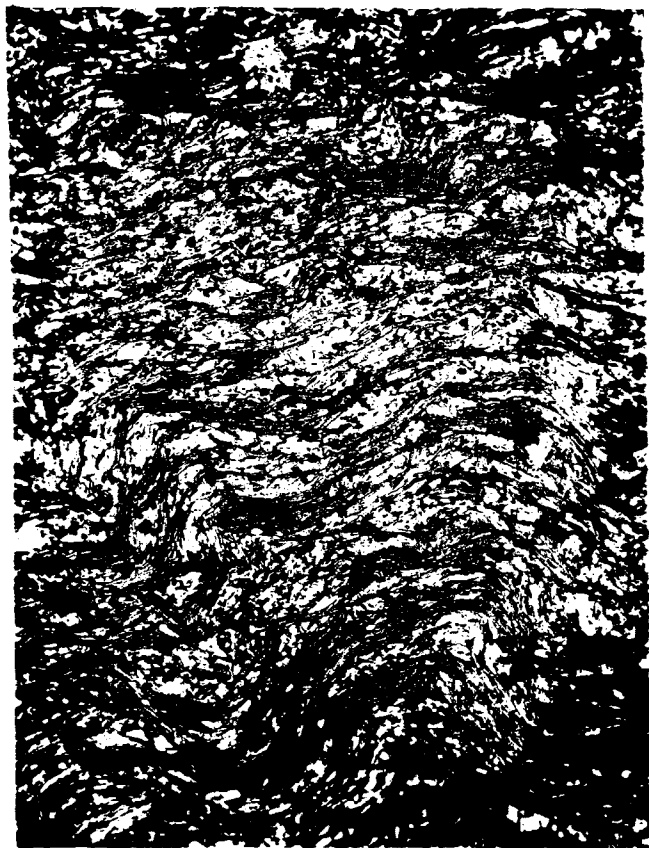
(1) Se utilizará en este trabajo la nomenclatura francesa, de mejor traducción y mayor expresividad (véase MATTAVER 19)

En la región de la Alta Extremadura los planos S_1 son el caracter dominante en las grandes extensiones de pizarras (precámbricas y paleozoicas). Las direcciones de S_1 en esta zona han sido consideradas clasicamente como direcciones hercínicas en conjunto. Se trata aquí de una clara esquistosidad de fractura fuertemente de sarrollada.

En general estos planos S_1 concuerdan siempre con la tendencia general hercínica de la región, si bien deforma ciones posteriores han podido inducir a error en cuanto a su interpretación.

b) micropliegues

Los planos S_1 resultan ser una esquistosidad de plano axial de micropliegues de reducidas dimensiones. Estos micropliegues no tienen expresión morfológica a gran escala y tienen características definidas. La mayor profusión de estos pliegues se encuentra, naturalmente, en los niveles incompetentes inferiores que favorecen el plegamiento de tipo similar y pasivo (fig. 25).



25a



24a



25b



24b

c) pliegues mesoscópicos y mayores.

Representan a escala mayor las mismas formas de los micropliegues. Presentan simetría monoclinica y en la mayoría de los casos se trata de pliegues tumbados, con alargamiento en las charnelas (fig. 26). Cuando la fluidez del material lo permite existen incluso buenos ejemplos de estos pliegues en las calizas cámbricas de Sierra Morena. Abundan los pliegues centrimetricos y son excepcionales los de escala métrica.

Los pliegues mayores cartografiables no pueden referirse a esta fase pues las deformaciones de la segunda fase mayor hercínica han impreso modificaciones borrando las formas anteriores. Sin embargo se intentara en un apartado posterior relacionar estos grandes pliegues cilindricos con la acción de ambas fases mayores.

Edad de esta fase.

La edad de F_1 ha de ser necesariamente anterior al Carbonífero inferior que aflora discordante sobre el Cám-



0 ————— 5 cm.

Fóssil de brachiópode (F-1) do período do Carbonífero inferior
(Linha de Fossis de Minas)

Fig. 26

brico y con una única esquistosidad en la cuenca de Los Santos de Maimona (NE de Zafra) (BARD 1967, VEGAS 1971 a). Una mayor precisión ha de buscarse en una discordancia más significativa. A este respecto existen algunos datos que podrían especificar la edad de esta fase mayor. La probable existencia de materiales devónicos continentales (VEGAS 1971 a) en la región de Hinojosa del Valle (E. de Zafra) y la laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico Medio, con probable destrucción de un relieve relativamente energético (PUSCHMANN 1967 a), pueden inducir a pensar en una etapa de actuación de esta fase entre el Devónico Inferior y el Devónico Superior (este último inclusive).

Se puede, por tanto, indicar una edad para esta fase mayor de diastrofismos que deforma intensamente los materiales cámbricos y precámbricos y que viene impreso en esquistosidades de fractura y flujo según el nivel estructural en que están situados estos materiales.

4.2.2. Segunda fase mayor de plegamiento.

La existencia de esta segunda fase mayor se deduce de

la formación de nuevos planos de esquistosidad que deforman los planos S_0 y S_1 y la aparición de nuevos pliegues de los que la nueva esquistosidad S_2 es de plano axial- que deforman a su vez pliegues anteriores, es decir pertenecientes a F-1.

a) estructuras planares.

Pertenece a esta fase la esquistosidad de subflujo del piso inferior (metamórfico del eje Badajoz-Córdoba) que pliega la foliación primera. Esta esquistosidad pasa a ser de fractura en los niveles inmediatamente superiores confundiendo con S_1 en muchas ocasiones (1). En los pisos más superiores (materiales pizarrosos incompletos del Ordovícico Superior-Silurico) esta esquistosidad es una simple crenulación.

b) micropliegues

Pertenecen a esta fase pliegues más abiertos muchas veces ortorrombicos, que incluyen los micropliegues anteriores. El ángulo formado por los ejes de estos

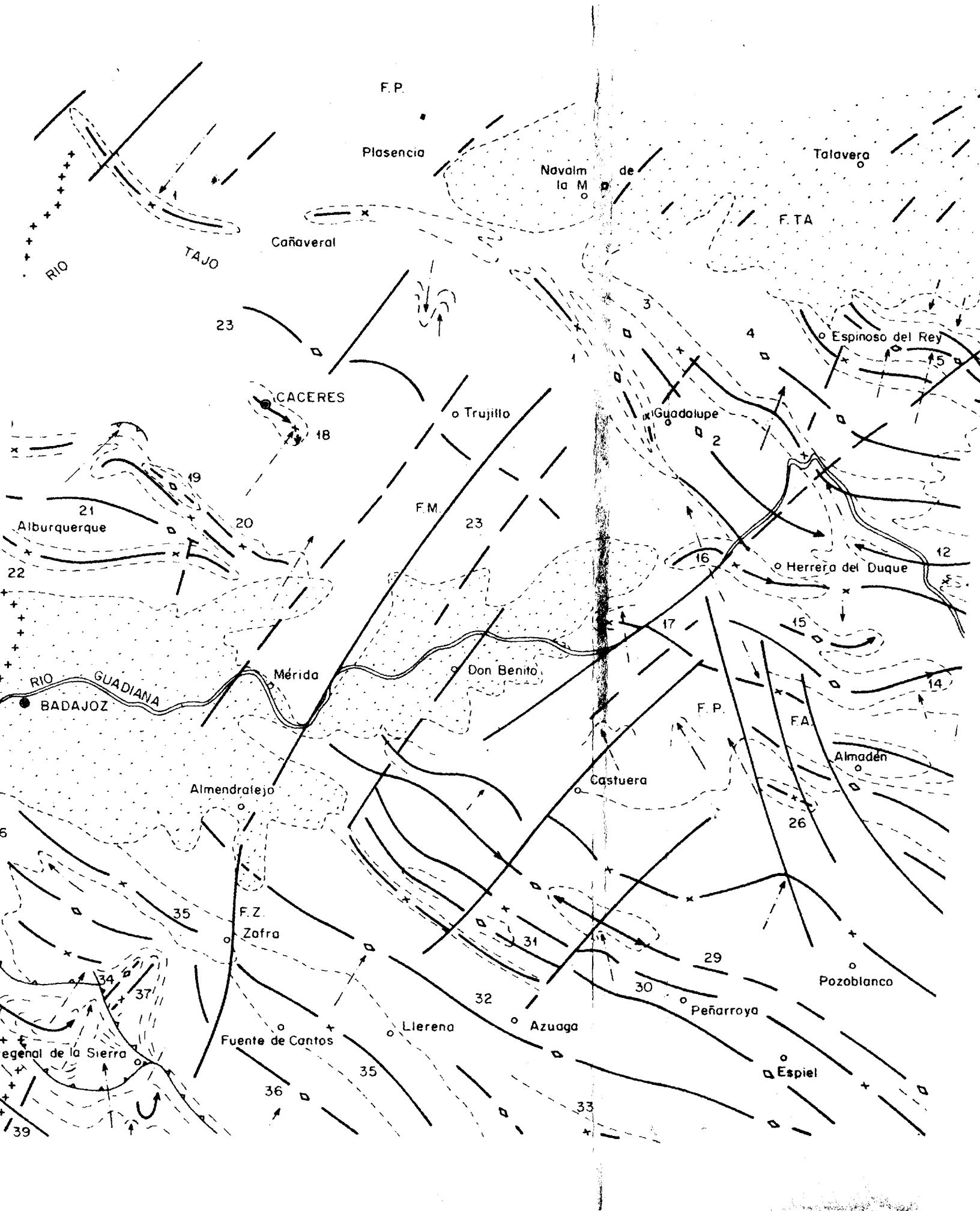
(1) los planos de esquistosidad dominantes en los materiales epimetamórficos de Sierra Morena Occidental puede pertenecer indistintamente a F-1 o F-2

pliegues (B-2) y los de la primera fase mayor (B-1) es muy pequeño aunque regionalmente puede haber variaciones como se podrá observar al explicar las formas de plegamiento cartografiables.

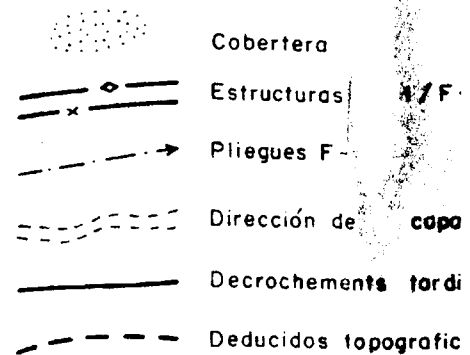
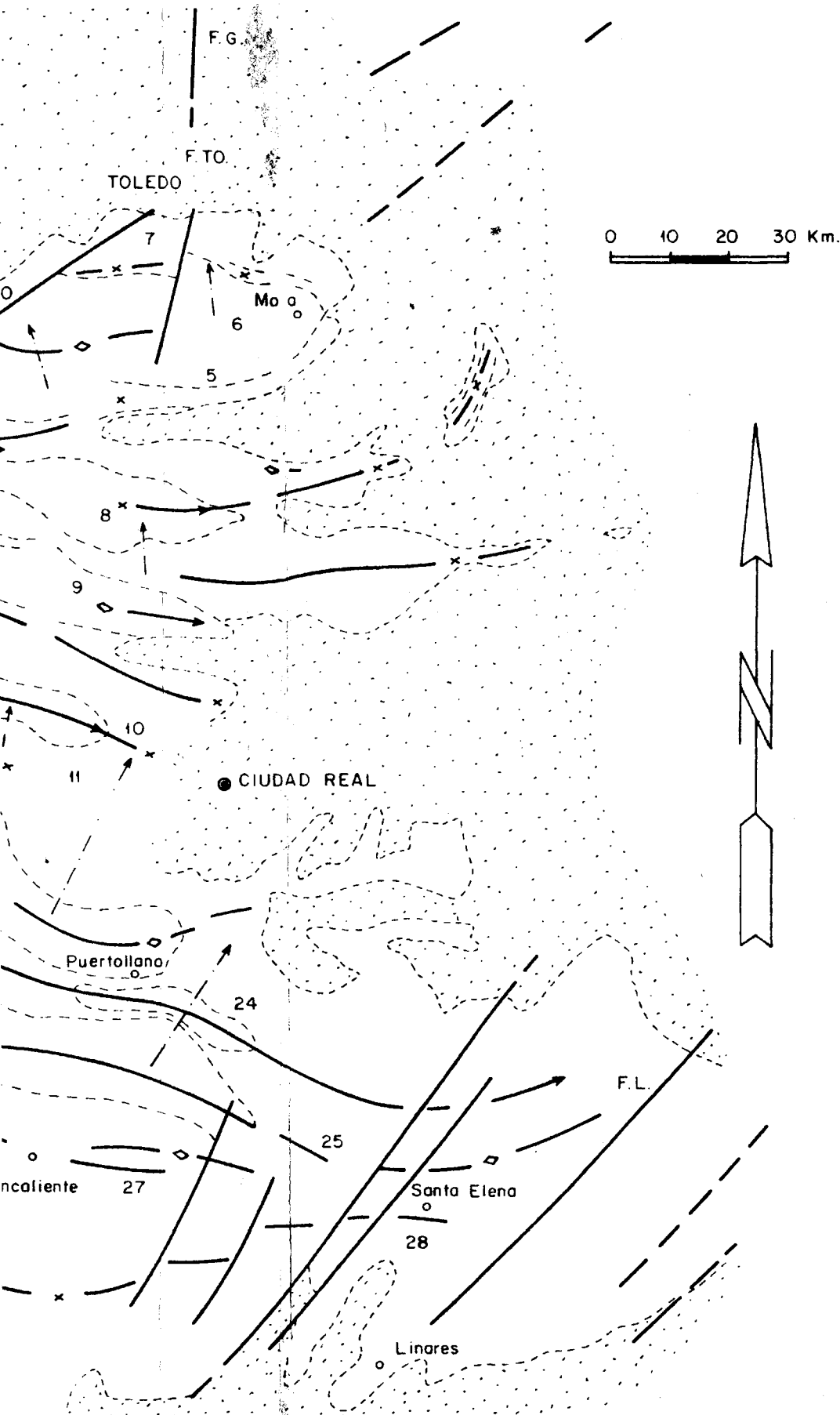
c) pliegues mesoscópicos y mayores.

Existen abundantes pliegues métricos y centimétricos correspondientes a esta fase. Los mejores ejemplares aparecen en los niveles compoententes y son de simetría ortorrombica. La esquistosidad S_2 es claramente de plano axial, en ocasiones es únicamente una esquistosidad de crenulación incipiente en los tramos estructurales superiores.

Los grandes pliegues cartografiables pueden relacionarse en la mayoría de sus características a esta segunda fase mayor hercínica, sin embargo, la génesis de estas estructuras es mucho más compleja y es necesario una interpretación global de la geometría de los pliegues cartografiables (fig. 27), teniendo en cuenta las fases principales (F-1/F-2) y las deformaciones tardías.



TECTONICA REGIONAL Y LOCAL



- 1 - Sinclinal Cañaveral
- 2 - Anticlinal Ibor
- 3 - Sinclinal Guadarranque - Gualij
- 4 - Anticlinal Valdelacasa
- 5 - Sinclinal Espinoso del Rey
- 6 - Anticlinal Mora - Galvez
- 7 - Sinclinal Polán
- 8 - Sinclinal Bullaque
- 9 - Anticlinal Los Cortijos
- 10 - Sinclinal Parzuna
- 11 - Sinclinal Alto Guadigno
- 12 - Anticlinal Fuenlabrada d.l. Mont
- 13 - Anticlinal Abenojar
- 14 - Anticlinal Esteras
- 15 - Anticlinal Agudo
- 16 - Sinclinal Vallejo del Alamo
- 17 - Sinclinal Navalvillar
- 18 - Sinclinal Cáceres
- 19 - Anticlinal Saltillo
- 20 - Sinclinal San Pedro
- 21 - Anticlinal San Vicente de Alcant
- 22 - Sinclinal Alburquerque
- 23 - Anticlinal Alcudia - La Serena
- 24 - Sinclinal Almadén - Puertollano
- 25 - Anticlinal Despeñaperros
- 26 - Sinclinal Guadalmez
- 27 - Sinclinal Sierra Madrona
- 28 - Sinclinal Los Pedroches
- 29 - Anticlinal Peraleda - Montoro
- 30 - Sinclinal Peñarroya - Espiel
- 31 - Anticlinal Palomas
- 32 - Anticlinal Badajoz - Córdoba
- 33 - Sinclinal Malcocinado - Posadas
- 34 - Anticlinal Las Mayorgas
- 35 - Sinclinal Zafra - Álanis
- 36 - Anticlinal Olivenza - Monesterio
- 37 - Sinclinal Burguillos
- 38 - Anticlinal Higuera - Oliva
- 39 - Sinclinal Hinojales - Barrancos

Edad de F-2

Existen numerosos criterios, todos ellos convergentes, para admitir una edad comprendida entre el Namuriense y el Westfaliense para esta segunda fase mayor. En ningún caso el Estefaniense está afectado por una verdadera tectónica de plegamiento. Los materiales carboníferos con disposición subhorizontal (1) han sido datados como Estefanienses en el eje Badajoz-Córdoba (MINGARRO, 1962; JONGMANS, 1956) y en la cuenca de Puertollano (WAGNER & UTTING, 1967).

Aún dentro de estos límites se puede precisar prewestfaliense para esta fase diastrófica según la edad absoluta obtenida por LEUTWEIN et. al. (1970) para las rocas graníticas no deformadas de la región alcudiana. Según este dato los granitos tardihercínicos no deformados pueden considerarse de edad westfaliense (310 M.a.). Por este motivo la última fase mayor (producto ra de estructuras planares de esquistosidad) no puede rebasar el Westfaliense.

De acuerdo con LEUTWEIN y colab. se puede admitir una edad endética para F-2. Esto concuerda con las observación

(1) Con suaves deformaciones en los bordes por adaptación a cubetas tectónicas.

ciones de campo realizadas por el autor en el área estudiada y por FABRIES (1963) en el N. de la Provincia de Sevilla.

Queda entonces en pie el problema de la existencia de deformaciones intensas de cobertera en los materiales carboníferos de edad westfaliense. La explicación de este hecho se incluirá aquí en el marco de deformaciones posteriores, que pudieran plegar intensamente los materiales contemporáneos de ellas, como se verá más adelante.

4.2.3. Deformaciones tardihercínicas.

Una fase diastrofica posterior (F-3) deforma los planos y lineaciones generadas en F-1 y F-2.

Las nuevas deformaciones representan pliegues de eje vertical en los niveles incompetentes precámbricos y superiores; mientras en los materiales competentes dibujan antiformas y sinformas amplias con plano axial dirigido al N-NNE.

Los pliegues F-3 forman por tanto un fuerte ángulo con

Pirchumín

las direcciones axiales F-1/F-2, apareciendo deformadas todas las estructuras anteriores. Estos pliegues F-3 son muy abundantes en las pizarras masivas del Precámbrico de Cáceres y en general estan repartidos en toda la zona estudiada en areas preferentes donde predominan las fracturas en dirección. Es evidente una relación intima entre estos pliegues postumos y el sistema de grandes fracturas en dirección.

Es posible observar la variabilidad regional de los pliegues (F-3), que aparecen evidentemente en la cartografía de las unidades estratigraficas del area estudiada. No existen planos de esquistosidad generados en esta fase en los niveles prewestfalienses. Debía existir ya una suficiente consolidación.

Edad de F-3

Hasta el momento no se ha dado una edad precisa para esta fase, en parte porque no se conocia su importancia ni su cartografía regional. Unicamente se habian estudiado estos pliegues N-5 (cruzados con la dirección "hercínica") de manera fragmentaria.

En la región de Cáceres CAPOTE, GUTIERREZ ELORZA & VEGAS (1971) consideran pliegues de dirección axial media N-S y ejes subverticales como posibles estructuras primitivas. Por su parte GARCIA DE FIGUEROA (1970) encuentra también estos pliegues N-S y los considera de gran importancia dentro del complejo esquisto-grauvaquico, de las Provincias de Cáceres - Salamanca.

Sin embargo, en la opinión sostenida en este trabajo, estos pliegues son posteriores a las estructuras híbridas F-1/F-2 y afectan tanto al Precámbrico como al Paleozoico. La edad tardihercínica no permite dudas y se zanja así la especulación de una posible fase precámbrica (antehercínica). Esta afirmación resulta de gran interés pues la mayoría de las "grandes discordancias angulares" entre el Precámbrico y las series cambro-ordovícicas se basaba en considerar estos pliegues frente a las rígidas barras de cuarcita armoricana (como BOUYX 1970, pretende demostrar en algunas fotografías panorámicas). En realidad estas discordancias son únicamente diferencias de comportamiento frente a esta fase tardía de deformación. Los pliegues N-S aparecen igualmente en el Silúrico incompetente (pizarras de graptolitos) y con

una longitud de onda mayor en los materiales competentes ordovicicos y devónicos (fig. 27).

La edad precisa de esta fase parece ser westfalien se -el Estefaniense no parece estar afectado por ella- lo cual representaria una "fase astúrica" muy atenuada en este segmento meridional de los Hercí nides españoles.

4.2.4. Deformaciones anteriores a las fases mayores F-1 y F-2

Las discordancias erosivas marcadas por niveles detríticos groseros evidencian la inestabilidad de es te area en la transición de Precámbrico al Cámbrico, en el Cámbrico Medio y en la base del Ordovicico. Varios autores han tratado este tema sin que exista un acuerdo general en cuanto a su significación tectónica (LOTZE, 1945; LLOPIS et. al., 1971; CAPDEVILA et. al., 1972; CRESPO & REY, 1972; PARGA & VEGAS 1972 a.). A juicio del autor estos movimientos no han debido significar epocas de deformación intensa.

Por otra parte, es preciso admitir la existencia de una fase diastrófica anterior a F-1. Esta fase ha quedado unicamente impresa en los materiales metamorficos de la Baja Extremadura y su existencia se deduce de la observación de cuarzos sigmoides (F_0) limitados por la foliación metamorfica predominante (F-1) fig. (12), que a su vez es replegada por F-2 (fig. **24**).

Esta fase está borrada casi por completo por F_1 y F_2 y no se observa en los materiales epizonales. Por este motivo no se puede determinar su importancía en la construcción de las macroestructuras. Sin embargo, la existencia de esta fase (F_0) concuerda con los resultados obtenidos por diversos autores en otros segmentos hercínicos del Macizo Hespérico. La edad de F_0 ha de relacionarse incuestionablemente con la época de compresión hercínica.

4.2.5. El problema de las fases diastróficas marcadoras del límite Cámbrico-Precámbrico.

Respecto a este punto, es preciso resaltar algunos aspectos:

a) Cuando el contacto se realiza entre Cámbrico In-

ferior fosilífero y Precámbrico tipo "serie negra" no se ha podido detectar una discordancia cartográfica significativa, si bien es cierto que algunos pliegues grandes precámbricos pueden estar parcialmente decapitados, como ocurre en el contacto Cámbrico-Precámbrico del Anticlinal del Narcea (VAN DEN BOSCH, 1969).

b) No son evidentes estructuras planares ni metamorfismos que afecten únicamente al Precámbrico Superior.

c) Es incierta la edad de los materiales que afloran discordantes sobre el Precámbrico del Valle de Alcudia. Pudieran representar un Cámbrico Superior Tremadoc muy potente, como consideran BUTENWEG, 1968 y Richter, 1968. La idea de un potente Tremadoc no debe parecer descabellada, pues en las Cadenas Celtibéricas recientemente se ha puesto de manifiesto la existencia de Tremadoc con trilobites en una serie de más de 700 m. (SCHMITZ 1971).

d) Las espectaculares discordancias angulares entre

las pizarras precámbricas del eje Cáceres-Alcudia y los materiales cuarcitosos ordovicicos resultan ser perspectivas entre pliegues serpenteantes N-S en las pizarras y corridas rigidas de cuarcitas de facies armoricanas afectados por tectónica de fractura contemporanea de estos pliegues. (c.f. 4.2.3.)

Por todas estas consideraciones no es posible una separación Cámbrica/Precámbrica basado en condiciones tectónicas unicamente. La identificación del Precámbrico Superior con el ciclo hercínico resulta completa.

4.3. GENESIS DE LAS GRANDES ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO.

En general, el relieve apalachiano que dibujan las estructuras del área estudiada parece estar formado por pliegues sencillos. Sin embargo, un análisis tectónico regional muestra que en realidad las estructuras son mucho más complicadas y que son el resultado de la interacción de las tres fases principales hercínicas descritas anteriormente.

Algunos puntos pueden servir de base para la reconstrucción genética de las estructuras cartografiables (fig. 27):

- 1) Existen dos plegamientos de tipo similar de edad hercínica con sus correspondientes estructuras planares de esquistosidad.
- 2) Estas dos fases se pueden enmarcar en el tiempo y representan los momentos de mayor compresión constructora de estructuras apretadas.
- 3) Existen formas difícilmente atribuibles a una

generación monofásica. (Arco de Mora; terminaciones de Agudo y Siruela, pliegues en domo de Fregenal - Burguillos, terminaciones del anticlinal de Peraleda etc....)

- 4) Las formas regionales dominantes constituyen de presiones y domos, a veces muy deformados y trun cados, cuya reconstrucción primitiva eliminando las deformaciones posteriores conduce a un esque ma sencillo de traquianticlinales y braquisincli nales.

Con estos puntos es posible abordar el emplazamiento de estos grandes domos y depresiones consecuentes de la acción de F-1/F-2.

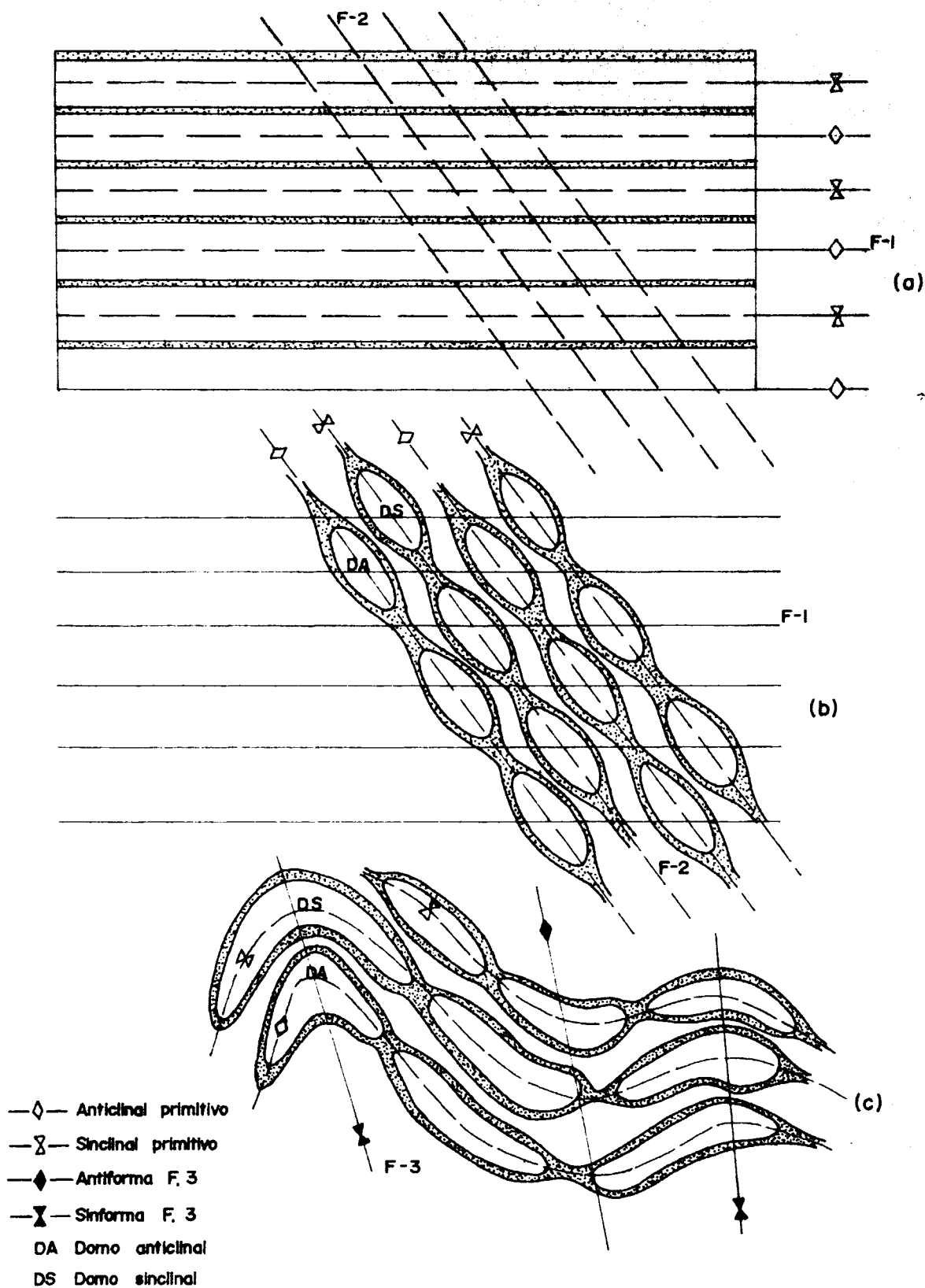
Se ha establecido que pliegues de tipo similar se for man siempre con plano axial dispuesto normal al esfuer zo principal de compresión (DE SITTER 1954; GOGUEL 1945; RAMSAY 1962 a). Es evidente, por tanto, que en la región de Sierra Morena - Extremadura se pueda pen sar en dos momentos en que los esfuerzos principales de compresión han divergido un cierto ángulo, crean-

dose "pliegues cruzados" de cuya composición resultan las macroformas cartografiables.

Siguiendo el modelo propuesto por RAMSAY (1962 b) y empleado a mayor escala por TOBISCH (1966), es posible reconstruir los pliegues de F-1 y F-2 y su composición final (fig. 28).

Este modelo permite explicar la formación de traquisinclinales y braquianticlinales (basin-and-domo pattern de la literatura inglesa) que caracterizan la tendencia regional y además explicar las falsas terminaciones periclinales de estas estructuras, así como la tectónica de pliegues superpuestos.

Las dimensiones de los "domos y depresiones" dependen del ángulo de incidencia entre las direcciones B de las fases F-1 y F-2, es decir del ángulo formado por las direcciones de esfuerzo principal de las dos fases mayores. Este ángulo se puede apreciar en la tendencia regional del S_1 y S_2 . Eliminando deformaciones posteriores en la tendencia regional y considerando el ángulo $S_1 - S_2$ a nivel de afloramiento se pueden considede



GÉNESIS IDEALIZADA DE LAS FORMAS EN DOMO ANTICLINAL Y DEPRESION SINCLINAL DE LA REGIÓN EXTREMA COMO RESULTADO DE SUPERPOSICIÓN DE DOS PLEGAMIENTOS SIMILARES (a,b,) Y UN REPLEGAMIENTO POSTERIOR (c).

(BASADO EN RAMSAY, 1962 Y TOBISCH, 1966)

FIG. 28

rar valores medios del orden de 20° . En ocasiones extremas las dos fases parecen coaxiales. De todas maneras este ángulo no debió ser constante, como lo demuestran las formas más alargadas de la región de Cañaveral-Villuercas.

Por otra parte también influye en estas formas la longitud de onda de los grandes pliegues de F-2, que pueden construir domos o depresiones más o menos anchos.

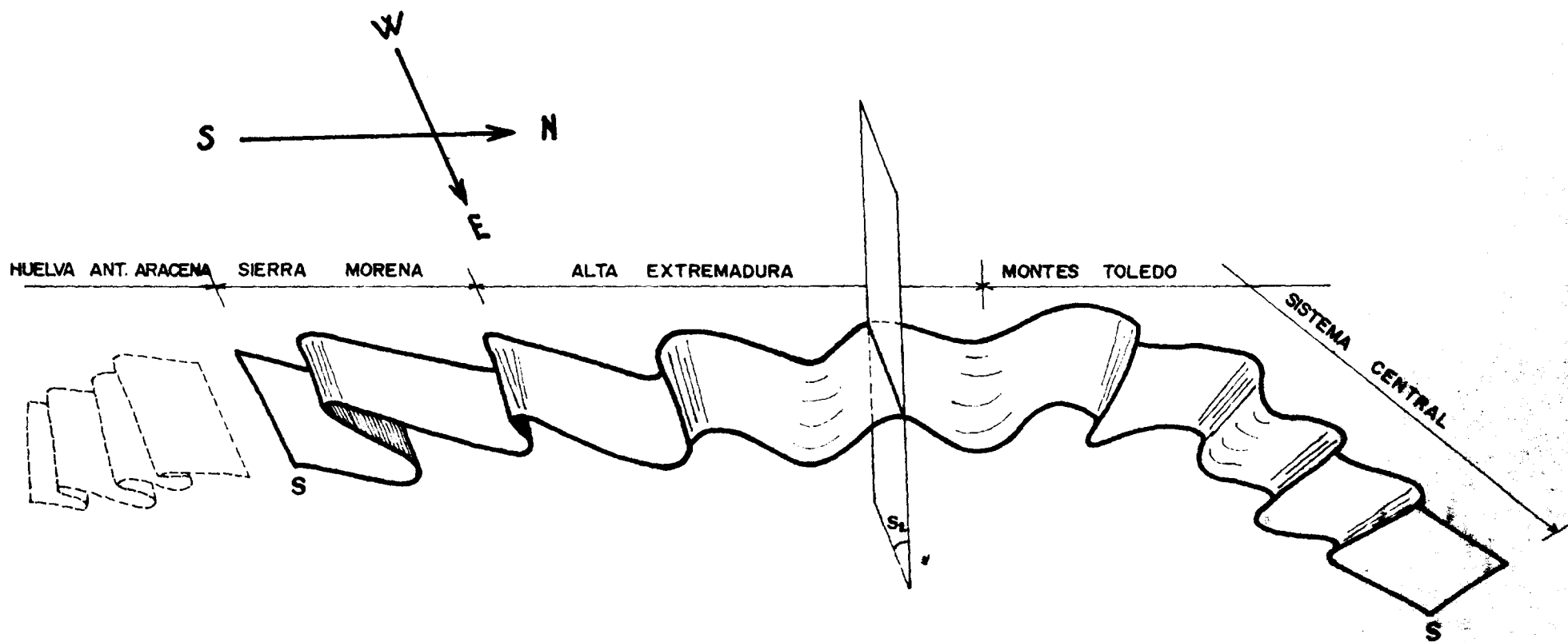
Las deformaciones posteriores completan el trazado de las estructuras tal como se presentan en la cartografía. Una fase tardía F-3 produce antiformas y sinformas de plano axial formando un ángulo de 30° ó 120° con la dirección axial F-1/F-2. Apareciendo deformados los traquianticlinales o braquisinclinales en la cartografía regional de las estructuras (fig. 27).

Puede observarse fácilmente que las deformaciones F-3 (antiformas y sinformas) se sitúan en bandas preferentes que deben representar zonas de cizalla predominantes en planos perpendiculares entre si, representantes de fenómenos de tensión (descompresión) consecuentes

con los momentos de compresión F-1 y F-2 productores de los pliegues de compresión. La fuerte dependencia de las formas F-3 y las grandes fracturas horizontales induce a atribuir esta fase a un efecto de tensión. Esta tensión viene mejor representada en la Tectónica de fractura y se tratará con mayor detalle. Debe representar en ese contexto tectónico una fase de descompresión consecuente con el esfuerzo de compresión del plegamiento principal F-1 y F-2. Por tanto aunque genéticamente contemporánea, F-3 ha debido de manifestarse en un tiempo inmediatamente posterior deformando arrugas de compresión.

A este respecto es preciso comprender que un fenómeno tectónico puede tener un momento de manifestación corto o bien mantener una histeresis prolongada aunque disminuida como se verá en el caso de las fracturas de tensión, coparticipes del efecto de F-3, pero que pueden haber perdurado hasta los tiempos actuales.

Un estudio regional de las estructuras cartografiables permite controlar la acción de F-3 sobre las estructuras primitivas F-1/F-2 según el nivel estructural de



VERGENCIA Y DISPOSICIÓN REGIONAL DE LAS ESTRUCTURAS F-1 / F-2

FIG. 29

las capas plegadas. En general los niveles profundos de Sierra Morena (región de Fregenal) presentan una mayor complicación pues existen verdaderos pliegues tumbados (cabalgamientos amplios). En la Alta Extremadura las estructuras son mucho más sencillas, adaptándose sin muchas complicaciones al esquema propuesto por el autor de este trabajo. En la figura 29 se expresa la variación de vergencias de las estructuras primitivas. Existe, por tanto una repartición regional de las estructuras hercínicas con características individuales dentro del esquema de braquisinclinales-braquiaanticlinales F-1/F-2 deformados por F-3 (antiformas - sinformas posteriores).

4.3.1. Estructuras de la Baja Extremadura.

En este sector se da la particularidad de existir una fuerte vergencia SW en las estructuras F-1/F-2, llegando a producirse cabalgamientos de relativa importancia.

Cuando no están deformados los pliegues F-1/F-2 siguen una trama sencilla: anticlinales amplios con núcleo precámbrico y sinclinales cámbricos (Cámbrico Medio de Zafra) equivalentes en dimensiones. Existen además buenos ejemplos de terminaciones de estas estructuras compues-

tas, que no pueden ser incluidas dentro de la denominación de terminación periclinal.

Sin embargo esta sencillez desaparece en la región de Fregenal de la Sierra donde existe una zona de esfuerzo de cizalla ortogonal a F-1/F-2 produciendo pliegues de dirección NE-SW. Estas zonas de deformación tardía se producen en áreas alineadas que se resuelven en deformaciones de los pliegues primitivos o en amplias zonas de fracturas horizontales.

Los pliegues dibujados por las calizas de Las Mayorgas, o reconstruibles en los roof-pendants calcareos de baltolito máximo de las estructuras primitivas por la fase tardía F-3. Representan un excelente ejemplo de pliegues cruzados (Fig. 30).

Esta estructura complicada había sido puesta de manifiesto anteriormente (ALIA 1963) dada su llamativa disharmonia con la trama hercínica general. Posteriormente fué considerada como un pliegue en calizas precámbricas (VEGAS, 1970). Dentro del esquema aquí propuesto representa claramente una deformación posterior F-3 sobre pliegues en domo anteriores, dibujados en ca

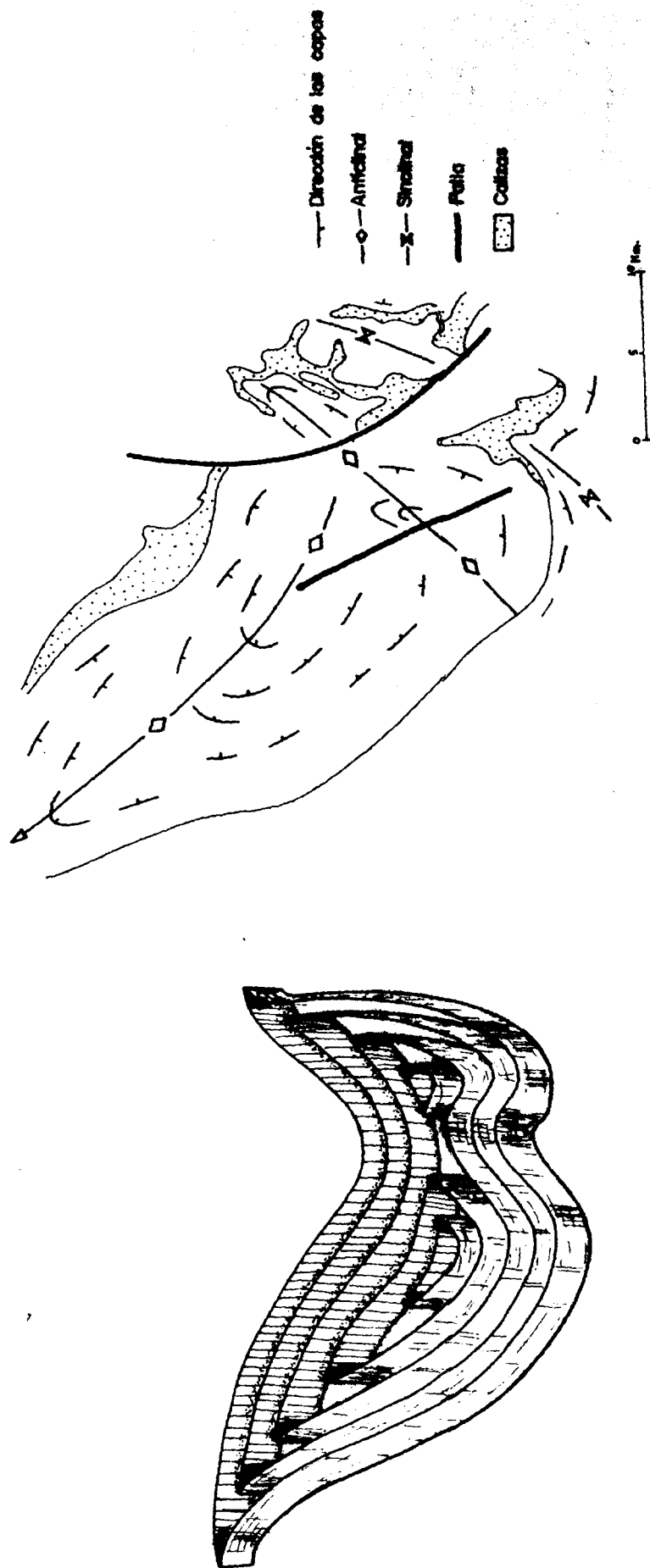


FIG. 30

Representación esquemática de los pliegues cilíndricos de eje vertical de la región de Freneyal de la Sierra.

lizas claramente cámbricas.

En cuanto a la estructura anticlinal situada al W. de Fregenal, no representa un gran problema considerar un núcleo precámbrico en domo (anticlinal-sinforme) representante de la interacción (F-1/F-2).

De manera análoga se pueden considerar las formas de la región de Zafra, Valencia del Ventoso y Fuente de Cantos, donde las capas marcan terminaciones de estructuras conservando un fuerte buzamiento. Representan terminaciones de domos o depresiones tectónicas.

En zonas contiguas también queda patente este tectónico de domos y depresiones primitivas, en ocasiones deformados. Así es potente el domo de Peraleda de Zaucejo, el anticlinal de Sierra Albarrana, etc.

Por tanto, se puede resolver por primera vez las estructuras de plegamiento de esta región de la Baja Extremadura-Sierra Morena dentro de un modelo tectónico

a gran escala. Este modelo resulta de la aplicación de las ideas de RAMSAY (1962 b) y TOBISCH (1966) para pliegues de pequeña y mediana escala.

4.3.2. Estructuras de la Alta Extremadura - Villuer- cas.

De manera análoga es posible explicar las estructuras de esta región utilizando el criterio anteriormente expuesto.

Es patente en toda la región la estructura en domos-depresiones, de traza ovalada. A este tipo pertenece el anticlinal de núcleo precámbrico de la Sierra de San Pedro y el pequeño núcleo precámbrico al S. del Puerto de Ceclávn también en la Sierra de San Pedro (BOCHMANN 1955). La alineación de esta Sierra viene truncada por la Falla de Plasencia y los pliegues F-3 de la región de Aliseda. Los cabalgamientos con vergencia NE y los pliegues de eje vertical de Aliseda indican una fase posterior e incluso un caso de "tear-faulting" según la nomenclatura de HILLS (1963). La explicación de estos cabalgamientos dirigidos al NE queda fundado en el movimiento diferencial en los lados de la falla en dirección.

Por su parte el Sinclinal de Cáceres es otro ejemplo de esta tectónica.

El mismo esquema se aprecia en los pliegues alargados de la alineación Cañaveral-Villuercas, suavemente arqueados por F-3.

En cuanto a la región de La Serena se pueden distinguir las siguientes estructuras:

Estructuras F-1/F-2

- a) Depresión sinclinal de Herrera del Duque perfectamente delimitada en sus dos extremos dibujados por las "cuarcitas armoricanas" y los materiales devónicos.
- b) Depresión sinclinal de Navalvillar de Pela, muy fracturada conservandose vestigios unicamente de las cuarcitas skiddavienses y una forma en "croissant" (Hakenforme) en el extremo de Navalvillar de Pela.
- c) Domo anticlinal de Agudo, recortado también por las cuarcitas armoricanas que se cierran

en su extremidad oriental. Los materiales del núcleo son principalmente precámbricos.

- d) Domo anticlinal del Rio Esteras, análogo al anterior separado por una estrecha faja sinclinal ordovicica. El nucleo contiene sedimentos cámbricos ? y precámbricos.
- e) Depresión sinclinal de Almaden, deformado asimetricamente, pero conservando la forma típica de estas depresiones en la terminación oriental de los materiales devónicos.
- f) Depresión sinclinal de Guadalmaz, enmarcado por sedimentos devónicos.

En cuanto a las anti-sinformas F-3 existen los dos grupos de estructuras según la orientación de la traza axial. Unas tienen una dirección media de traza axial de unos 90-100° y otras de 60-70°, correspondiendo a las direcciones preferentes de cizalla observadas en esta zona. Los accidentes cartográficos más notables correspondientes a F-3 son los siguientes:

Sinforma de Valdecaballeros

Antiforma de la Sierra de los Ancares

Sinforma del Gargontiel

Sinforma de Siruela

Sinforma de Peñalsordo

y otras muchas estructuras menores.

De todas ellas destaca la de Peñalsordo, que por sus dimensiones ha supuesto siempre un pliegue aberrante dentro del esquema clásico de las direcciones hercínicas. Sin embargo, según la concepción tectónica aquí propuesta el "pliegue de Peñalsordo" representa simplemente una sinforma de plano axial paralelo al sistema dominante de fracturas tardihercínicas de la región de Almadén.

Anteriormente la sinforma de Peñalsordo había sido interpretado como una acomodación de los materiales ordovicico-siluricos a un basamento precámbrico previamente consolidado (MAASS 1963). En contra de esta afirmación hay que añadir la presencia de pliegues homólogos en los materiales precámbricos de La Serena.

por pliegues de traza axial perpendicular a la dirección axial de los pliegues mayores primitivos. Se comprueba entonces la existencia de antiformas y sin formas localizadas en ocasiones en zonas preferentes, como la región de Espinosa^o del Rey o del NW de Abenobar etc.

En síntesis, se pueden entonces considerar una serie de domos y depresiones tectónicas orientados NW-SE y deformados posteriormente en zonas de cizalla preferentes. En conjunto las estructuras aparecen en un plan concilio de anticlinales y sinclinales anchos y de terminaciones redondeadas en arco, sin que se pueda utilizar la denominación de terminación periclinar.

Todas estas estructuras están sumergidas hacia oriente bajo la cobertera de La Mancha y posiblemente se extiendan hacia el Bloque Africano siendo los núcleos cristalinos antiguos de las Cordilleras Béticas residuos aislados del Cinturón Hercínico continuo de Europa.

Esta continuidad se opone a las ideas sostenidas sobre

un gran arco hercínico que envolvería una zona cristalina más antigua (STAUB, 1926). El discutido "arco de Mora" sería una consecuencia de esta gran virgación hercínica.

Por el contrario se pueden cartografiar pliegues continuos (con culminaciones y depresiones) que se extienden desde el borde de Sierra Morena hasta el N. de Portugal, dibujando una serie de inflexiones suaves. Además no hay evidencia de macizos cristalinos precámbricos individualizados e incorporados como elementos rígidos.

Se puede pensar entonces en una continuidad de estructura hacia el SE con desaparición gradual bajo la cobertura de La Mancha y la fosa externa alpina del Guadalquivir.

4.3.3. El problema de los pliegues cilíndricos de eje vertical.

El desarrollo de las estructuras en "domos y depresio

nes" tectónicas lleva consigo la existencia de pliegues cilíndricos de eje vertical cuya cartografía de be quedar reflejada en un análisis regional.

Estos pliegues cilíndricos cuando no están ~~est~~formados deben ser evidentes. Existen algunas formas que se pueden relacionar con ellos. Quizá la más clara y evidente sea el domo anticlinal situado al W. de Fre~~gen~~enal de la Sierra. Esta estructura puede interpretarse como un pliegue cilíndrico vertical (fig. 29). Otras estructuras también se pueden explicar de manera análoga, si bien su geometría actual aparece deformada y truncada.

Una buena parte de los pliegues de eje vertical existentes en las extensas formaciones precámbricas de Extremadura pueden explicarse como pertenecientes a estos grandes domos o depresiones cilíndricos.

A esta categoría deben pertenecer también las formas terminales en arco de Mora, Agudo, Siruela, Herrera del Duque, etc; en las que las capas se cierran ~~con~~ conservando un fuerte buzamiento.

La admisión de este tipo de pliegues así como la trama de "domos y depresiones" tectónicas cambia completamente el esquema de deformaciones tectónicas clásicamente admitidas en este segmento del basamento hercínico. Por el contrario permite una explicación global de todas las formas cartografiadas y significa un primer intento para esclarecer las deformaciones sufridas por los materiales anteordovicicos del area investigada.

4.3.4. Estructuras de las áreas contiguas.

Las estructuras híbridas F-1/F-2 aparecen perfectamente dibujadas en Los Montes de Toledo, Alto Guadiana y Sierra Morena Oriental. Quizá estas regiones representan el area donde mejor se han conservado los "domos y depresiones" hercínicas. Estas estructuras aparecen poco deformadas por tratarse de un nivel estructural superior sin vergencias definidas. Los grandes pliegues parecen dibujar una geometría sencilla. Tan esto es así que en muchas referencias antiguas se define un plegamiento de tipo "jurásico" en estas zonas.

Sin embargo, la realidad es más compleja, no solo a escala microscópica y de afloramiento, sino también a escala regional. De manera simplificada se puede realizar una cartografía general de estas estructuras (fig. 27), teniendo en cuenta los resultados obtenidos en Extremadura y Las Villuercas. Esta cartografía muestra claramente una serie de pliegues del tipo "domos y depresiones" suavemente deformados cuya explicación genética resulta sumamente fácil considerando el modelo tectónico propuesto en los apartados anteriores. Los

braquisinclinales-braquianticlinales es decir domos y depresiones representan la interacción de pliegues kilometricos de las dos fases mayores hercínicas. Las formas más amplias y achatadas deben indicar que aquí las dos fases eran un poco más divergentes en cuanto a sus direcciones axiales.

Las formas achatadas corresponden a las terminaciones en arcos muy espectaculares como el "arco de Mora" terminación del anticlinal de Mora-Galvez. Además de este arco existen otras muchas formas semejantes como las terminaciones del Anticlinal de Abenojar, del Sinclinal del Bullaque, los reductos de Las Sierras del Romeral emergiendo en los materiales terciarios de la Mesa de Ocaña, etc. (fig. 27)

Los domos contienen siempre materiales cámbricos y aún precámbricos enmarcados por las cuarcitas ordovicicas; mientras las depresiones contienen sedimentos devónicos y silúricos en su nucleo.

Estas estructuras F-1/F-2 esta suavemente deformadas

Quizá esta región es un lugar privilegiado de las de
formaciones tardías apareciendo todas las estructu-
ras F-1/F-2 trastocadas, pero realzandose un dibujo
armónico según el modelo tectónico que se propone.

4.4. TECTONICA DE FRACTURA

Como en todas las areas intensamente plegadas, se pueden distinguir dos tipos fundamentales de fracturas según su origen:

- a) fracturas de regimen de compresión, motivadas por los esfuerzos principales de plegamiento y, por tanto, concordantes con la dirección general de los pliegues mayores.
- b) fracturas en regimen de tensión que cortan la dirección general de plegamiento.

Las fracturas de compresión estan representadas por fallas inversas y cabalgamientos que siguen la dirección principal de las capas.

Las fracturas de tensión estan representadas por un sistema de décrochements que dislocan las capas en sentido horizontal.

Se podría, por tanto, diferenciar dos grandes grupos de fallas según se haya producido un desplazamiento de com

ponente vertical u horizontal; pero esto implica no considerar los movimientos posteriores a la consolidación del area movil hercínica, es decir, no considerar los movimientos en la vertical posterior. Es un hecho patente, por el contrario, que los grandes decrochements han jugado un papel muy importante en la construcción del edificio morfotectónico actual, actuando como fallas en la vertical.

4.4.1. Fallas de compresión.

En este apartado se incluyen las fallas con desplazamiento en la vertical correspondientes al mismo momento de compresión que dio lugar al plegamiento(s) principal. Se trata consecuentemente de fallas inversas y cabalgamientos asociados a ellas. El significado de estas fallas corresponde a los terminos "reverse deep-slip faults" y "thrust faults" de los autores de habla inglesa.

Estas fallas representan un sistema de discontinuidades tectónicas que siguen la dirección tectónica general. Por la acción de estas fallas aparecen contaco

tos mecanicos entre series estratigráficas incompletas. Un control de ellas es imposible en series masivas (Precámbrico Superior). Por otra parte se localizan preferentemente en los niveles estructurales inferiores de Sierra Morena Occidental, mientras adquieren muy poca importancia en la Alta Extremadura y Las Villuercas. Por este motivo el estudio de estas fracturas se referirá principalmente a la primera de las regiones citadas.

Dentro de este tipo de fallas existen grandes accidentes tectónicos que configuran la geología de la Sierra Morena Occidental, al sur de la Sierra de Hornachos (fig. 31). De todas ellas destaca la discontinuidad tectónica que separa longitudinalmente en dos unidades distintas el Anticlinal Badajoz-Cordoba (figs. 27 y 31). Esta discontinuidad pone en contacto dos niveles de diferente intensidad de metamorfismo y hace desaparecer algunos terminos de la serie estratigrafica regional.

Más al Sur y correspondiendo a este mismo sistema de fracturas se encuentra la Falla inversa de Bodonal

(BARD 1965; VEGAS 1971 a) y la falla del borde septentrional del Sinclinal de Hinojales (GUTIERREZ ELORZA 1969) y otras de menor importancia.

En conjunto forman un sistema homogéneo cuyo control se puede efectuar preferentemente en la región comprendida entre el Anticlinal de Aracena y el sinclinorio de las Sierras de Hornachos.

Intimamente ligados a estas fallas inversas aparecen un cierto número de cabalgamientos de cierta extensión, de las que se pueden desprender materiales aloctonos e incluso dejar indicios de pequeños klippen aislados cuya interpretación tectónica resulta compleja.

Estos cabalgamientos deben representar una continuación en el tiempo del esfuerzo de compresión sobre las fallas inversas de Sierra Morena Occidental produciéndose despegues en el nivel competente de las capas calcáreas del Cámbrico Inferior. Se puede llegar a una relación entre el pliegue tumbado de las calizas de Bodonal, la falla inversa y los klippen existentes al E. de Tegura de Leon, incluyendo un único proceso

cinético.

Se define así un dominio tectónico donde los esfuerzos de compresión han creado pliegues recumbentes, fracturas inversas y cabalgamientos de flecha limitada con restos de masas aloctonas (klippes) muy reducidos.

Edad de estas fracturas.

La edad de estas fracturas hay que referirla como primera hipótesis al momento principal de compresión. Sin embargo, la continuidad del efecto de compresión ha hecho progresar las formas vergentes hacia el SW en la Baja Extremadura produciéndose a favor de esas fracturas una importante fase de cabalgamiento y modestos mantos de corrimiento.

Se puede admitir, por tanto, que son contemporaneas con F-1/F-2 y aun sobrepasan F-2 en el tiempo. El periodo de actuación puede ser suficientemente largo (y por supuesto discontinuo) pero al menos la fase

mayor de formación de los "mantos" (momento de mayor acción) es anterior a F-3, puesto que los bordes de los mantos están deformados por esa fase, como se puede observar en la cartografía de la región de Fre_ugenal y también en la de Fuentes de Leon, según GUTIERREZ ELORZA (1969).

Sin prejuzgar acciones posteriores, se pueden localizar en el tiempo estas grandes fracturas inversas y relacionar su genesis con los otros elementos tectónicos, como se tratará mas adelante.

4.4.2. Fallas de tensión.

A este grupo pertenecen todas las grandes decrochements que definen una densa malla en todo el ámbito estudiado. El admitir un regimen de tensión en su genesis se basa en el dislocamiento del edificio de compresión (sistema de pliegues mayores) y por consiguiente en su asociación con las fallas inversas ya descritas. Una

discusión más extensa de esta genesis y relación será tratada más adelante.

La cartografia de la traza de estas fallas queda reflejada en la figura 27, donde se han representado los accidentes mayores de este tipo y se han incluido en ellos alineaciones topográficas coincidentes con el sistema general.

Quizá el sistema de decrochements sea la característica morfotectónica más acusada de toda Extremadura. Por primera vez se describe este sistema en este trabajo dentro de un esquema coherente de la tectónica hercínica. A juicio del autor este sistema de decrochements permite observar con una optica nueva todas las irregularidades observadas en las direcciones de los pliegues "hercínicos". Así mismo este sistema de fallas con desplazamiento en la horizontal es a su vez el elemento principal en la construcción de las zonas de relieve reciente y de las depresiones donde se han acumulado los materiales detríticos terciarios y aun cuaternarios. Todo esto se intentará recoger en una relación íntima entre anticlinales - fallas in-

versos y decrochements y entre estos últimos y el relieve actual.

A continuación se hará una descripción de los decrochements más importantes.

La Falla de Plasencia es quizá el accidente que puede seguirse en el campo en una distancia mayor sin interrupción. Desplaza las alineaciones ordovicicas y el batolito de la región de Alburquerque, causa un plegamiento diferencial en la región de Aliseda ("tear fault"), desplaza los afloramientos graníticos de la Alta Extremadura y después de trastocar la Sierra de Cañaveral produce un estrecho graben entre Plasencia y la región del Campoazalvaro ya en la Provincia de Segovia. A partir de este punto su continuidad se hace más dudosa, aunque se podría sospechar con otros indicios su existencia.

Hacia el SW este accidente puede seguirse hasta la costa atlantica (Vila do Bispo), atravesando Portugal (Messejana Wrench Fault, SCHERMERHORN, 1971).

Se puede considerar que la Falla de Plasencia representa la línea maestra de este sistema de fallas, las otras líneas de fractura se mantienen paralelas a ella formando un sistema homogéneo de fallas cartografiables en ocasiones en grandes recorridos (inferidas también de alineaciones topográficas en los conjuntos masivos o bajo cobertera reciente). Del "Sistema Extremeño de Decrochements" destacan las fallas de Mérida, Talavera y Toledo. Las dos primeras enmarcan la terminación septentrional de la depresión terciaria del Guadiana en la Provincia de Badajoz. La Falla de Toledo tiene un carácter mixto en cuanto a su cartografía. En parte puede seguirse por sus características morfológicas: parte del cauce del Tajo, tramo del Guadiana a partir del famoso Portillo al N. de Herrera del Duque; mientras que en el borde meridional de los Montes de Toledo trastoca claramente las alineaciones ordovícicas y las migmatitas de la meseta toledana. La longitud de la traza cartografiada permite considerar la Falla de Toledo como un accidente de primer orden dentro de la unidad tectónica estudiada.

Las fallas de Mérida y Talavera tienen un mayor senti

do morfológico. En ellas terminan en abrupto las sierras de San Pedro, las alineaciones graníticas de Montanchez y las barras cuarcíticas de las Sierras de Oliva de Merida. Forman por tanto un graben relleno por materiales miocenos y pliocuaternarios (Vegas Altas del Guadiana.)

En estas fracturas el control directo por líneas de referencia paleozoicas es más problemático. La falla de Talavera se continua en el borde morfotectónico meridional del Sistema Central.

Subsidiarias con estas grandes fallas existen otras de menores dimensiones que conservan un perfecto paralelismo con ellas. Muestran a su vez algunas incidencias morfológicas (falla del río Alagón, fallas de la región de Cañaveral, fallas de la región de Don Benito, etc. representadas en la figura 27).

Todas estas fracturas siguen una dirección media NE-SW con tendencia a adquirir una dirección ENE-WSW hacia el Sistema Central.

Las fallas en dirección del "sistema extremeño" aparecen de nuevo en otra zona preferente de fractura situada en el extremo más oriental de la Sierra Morena. En esa región destacan una serie de fallas NE-SW que cortan la alineación granítica de Los Pedroches. Pertenecen a esta zona la Falla de Linares y sus fallas satélites paralelas. También estas fallas tienen un significado morfológico produciendo fosas rellenas de sedimentos miocenos cortando los materiales paleozoicos del extremo oriental de Sierra Morena.

Todas las fallas citadas representan un sistema de de-
crochements izquierdos con orientación general NE-SW que se puede denominar "Alineación Extremeña" en conjunto, destacando la Falla de Plasencia. A esta Alinación Extremeña se pueden referir perfectamente los desgarrres tectónicos de la región más oriental marianica (Falla de Linares y fallas paralelas).

Queda, por tanto, definido un sistema de decrochements izquierdos como unidad de deformaciones de fractura a escala regional.

Generalmente los sistemas de decrochements van acompañados de otro sistema de fallas con desplazamiento horizontal en sentido contrario. Ambos sistemas suelen mantener una relación angular constante y uno de ellos puede tener una importancia regional menor. En la región estudiada también aparece un conjunto de fracturas en dirección complementaria de la "Alineación Extremeña"; aunque mucho menos desarrollado. Este otro sistema se ha desarrollado preferentemente en la región de Almadén, donde se puede cartografiar la traza de varios decrochements de dimensión considerable. De ellos destaca la Falla de Almadén que corta el Anticlinal de Alcudia y las fallas de Peñalsordo que desplazan las alineaciones cuarcíticas de la gran sinforma del mismo nombre (fig. 27).

En todo el ámbito estudiado se pueden determinar otras fracturas menores pertenecientes a este sistema, pero su importancia morfotectónica es mucho más restringida.

Según lo expuesto en el párrafo anterior, se puede considerar un sistema de decrochements derechos complemen

tarias con la "Alineación Extremeña". A este nuevo sistema se le puede denominar "Alineación de Almadén". La dirección media del sistema de fracturas de Almadén es NW-SE.

Edad de los decrochements.

Todas estas fracturas han tenido una actuación compleja y persistente. Esta actuación continua necesariamente ha de ser tratada a escala mayor. Sin embargo, en este apartado se puede pensar en el momento de actuación respecto a su formación. Indudablemente ambos sistemas de decrochements han tenido un origen común y han de referirse a la tectónica hercínica, quizá tardihercínicos. Como único dato de campo para fijar su edad hay que tener en cuenta que los decrochements parecen deformar más los planos axiales de los grandes pliegues F-1/F-2 que la esquistosidad regional dominante. Esto podría indicar una edad inmediatamente posterior a F-2, justificando así el adjetivo de tardihercínicos.

Una hipótesis completa sobre la edad de estos accidentes ha de hacerse en el contexto de la evolución geotectónica del segmento hercínico estudiado y de las áreas más modernas circundantes.

4.4.3. Relación entre decrochements y fallas inversas.

En un área sometida a compresión tangencial, y si el material es de suficiente rigidez, los esfuerzos de cizalla pueden resolverse tanto en fallas inversas como en decrochements. Ha sido admitido obviamente un desarrollo singenético de las fallas inversas y los decrochements (ANDERSON E. M. 1942-1951; MOODY & HILL, 1956). En nuestro caso se pueden aplicar los modelos dinámicos propuestos por estos autores teniendo en cuenta una presión tangencial perpendicular a la dirección de las fallas inversas (dirección de compresión principal en las fases mayores hercínicas).

Admitida esta compresión productora de pliegues y fallas inversas que tienden a ser E-W o ESE-WNW, se explica la existencia de las dos direcciones de cizalla preferentes, que forman un ángulo medio de 30° con la dirección principal de compresión. En la figura 31 se establece esquemáticamente esta relación según el modelo propuesto por MOODY & HILL (op. cit.). Las estructuras del área estudiada encajan perfectamente en este esquema.

Este modelo está basado en experiencias con materiales rígidos sometidos a compresión. Suponiendo una porción de la corteza terrestre como un medio continuo se puede aplicar la formación de planos de cizalla con un ángulo de unos 30° entre la fuerza de compresión y las estructuras de cizalla.

De esta manera se puede inferir la formación sinéctica de fallas inversas y décrochements (derechos e izquierdos) en el área estudiada, y por tanto justificar la característica de fracturas de tensión aplicada en este trabajo a las fallas con desplaza-

miento horizontal. Al desarrollarse los dos sistemas conjugados de decrochements (Alineación Extremeña y Alineación de Almadén) se puede asegurar además la formación de estos accidentes en puro regimen de cizalla ("pure shear", DE SITTER 1956).

Por otra parte según el modelo de MOODY & HILLS existen una serie de fracturas de orden inferior producidas por el reajuste sufrido en los bloques afectados por los decrochements de primer orden. El control de estas fracturas de orden inferior es difícil en un area predominantemente pelítico y aun en los nucleos competentes poco desarrollados. Sin embargo la aplicación de este concepto a areas cristalinas, como el Sistema Central puede ser altamente fructifero para explicar las tendencias morfotectónicas generales.

4.5. RELACION EN EL ESPACIO Y EL TIEMPO ENTRE LAS ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO Y LAS ESTRUCTURAS DE FRACTURA.

De acuerdo con todo lo expuesto en el apartado anterior es posible integrar todos los datos estructurales en un esquema general teniendo en cuenta el origen común de todos los elementos y la posible persistencia de algunos de ellos afectando posteriormente a los otros. Esto equivale a poder afirmar que si bien las estructuras tienen un origen común, algunas pueden persistir apareciendo como más modernas.

Se pueden establecer las siguientes relaciones:

- a) entre fases mayores de plegamiento y cabalgamientos (recubrimientos kilométricos) por una parte y fallas inversas por otra.
- b) entre F-1/F-2 fallas inversas (cabalgamientos) y decrochements.
- c) entre F-3 y decrochements.

La relación (a) puede establecerse sin grandes complicaciones. El esfuerzo principal de compresión debe formar pliegues y fallas inversas alineadas perpendicularmente a él (fig. 31). El aumento de vergencia hacia el SW (Sierra Morena) lleva consigo la aparición de recubrimientos aloctonos como paso extremo de las fallas inversas (fig. 29).

La persistencia en el tiempo de este esfuerzo de compresión puede ser la causa de los recubrimientos aloctonos localizados con mayor intensidad hacia el SW.

Según se ha expuesto anteriormente (c.f. 4.3.) la compresión tangencial ha podido tener momentos de valor máximo (F-1, F-2) y una acción posterior afectando los pliegues F-1/F-2 con acarreamientos de algunos kilómetros de flecha. Entre ambos se forman las fallas inversas.

En la actualidad no hay grandes dificultades para explicar las compresiones tangenciales dentro de la optica

de la tectónica de placas, cuyo modelo puede servir satisfactoriamente para explicar la genesis de las deformaciones observadas en la región extremeña.

La relación (b) ha de explicarse mediante la forma
ción de fracturas en la horizontal con el mismo es
fuerzo de compresión que ha creado los anticlina-
les/fallas inversas. Se trata de llevar a una esca
la mayor los experimentos realizados al someter a
compresión una probeta de material rígido. El resul
tado es la formación de dos planos de fractura con
jugados (planos de cizalla) que forman un ángulo de
valor aproximado 30° con la dirección de compresión
E.M. ANDERSON y MOODY & HILL han elaborado esta de
pendencia genética entre décrochements (Wrench faults)
y fallas inversas (Thrust faults) a escala regional.

En toda la región estudiada se cumple el modelo pro
puesto por los autores anteriormente citados. La Ali-
neación Extremeña y la Alineación de Almadén repre-

sentan las dos direcciones de los planos de cizalla, que forman un ángulo constante con la dirección principal de plegamiento mayor/fallas inversas - cabalgamientos.

Aun suponiendo un origen común para ambos grupos de estructuras, es preciso pensar en la deformación de los ejes de los pliegues (y también las trazas de las fallas inversas) por los decrochements. Este hecho incontestable ha inducido a calificar a los grandes decrochements como tardihercínicos. Esto plantea el problema de la supervivencia en el tiempo del efecto de los decrochements.

Por este motivo los anticlinales - fallas inversas son deformados por los decrochements; a pesar de su origen común.

El efecto de distensión perdura en el tiempo y se produce una deformación de las estructuras de compresión. Esta deformación sigue una mecánica propia y los anticlinales/fallas inversas se convierten en li-

neas de referencia del movimiento a lo largo de los planos de cizalla.

En la región estudiada la cartografía de estas deformaciones muestra dos tipos de formas debidas al desplazamiento en la horizontal de los decrochements:

- pliegues F-1/F-2 trastocados por el plano de falla con formas de arrastre.
- pliegues apenas trastocados en el contacto con la traza de los decrochements.
- arqueamientos suaves entre zonas de fractura predominantes, apareciendo dislocaciones a escala regional y pudiendose delimitar zonas de dirección media de los ejes de pliegues F-1/F-2.

Las formas de arrastre aparecen perfectamente dibujadas en la intersección de la Falla de Plasencia con los ejes de los pliegues de las Sierras de San

Pedro y Cañaveral; en la región de Aliseda y Cañaveral respectivamente. En estas zonas se observa el desplazamiento en el sentido del decrochement izquierdo de las alineaciones ordovicicas con las formas típicas de arrastre concordantes con el sentido de desplazamiento a lo largo del plano de la falla. Este desplazamiento incluso produce cabalgamientos en dirección NE contrarias a los producidos por las fallas inversas (cabalgamientos dirigidos al N. en las capas devónicas del borde de la Sierra).

Por otra parte, es interesante destacar que las formas de arrastre y el desplazamiento son mucho más atenuadas en la región de Cañaveral; indicando así una variación del valor del desplazamiento a lo largo de la traza de la falla.

Existen también zonas de arrastre y desplazamiento en la horizontal a lo largo de la Falla de Toledo y contactos rectilíneos de los materiales paleozoicos. Las mejores formas de arrastre aparecen en la región de

Espinoso del Rey donde los sinclinales ordovici-
cos aparecen claramente trastocados. Las migmalⁱ
tas de la meseta toledana también aparecen corta
das por el plano de falla poniendose en contacto
con la granodiorita tardía del batolito de Mora-
Organ. Hacia el SW las formas que ofrece esta fa
lla estan enmascaradas por la cobertura terciaria
y unicamente aparecen caracteres topográficos,
como la alineación del Guadiana. Más al S. la ali
neación granítica de Los Pedrochos queda trastoca
da por el sistema de fallas paralelo a la Falla de
Toledo.

Hacia el extremo oriental de Sierra Morena, en la
zona de fallas de la región de Linares, aparecen
de nuevo trastocados los pliegues hercínicos y la
alineación granítica de Los Pedrochos. Las formas
de arrastre son difíciles de observar y movimien
tos posteriores en la vertical afectando estas
fracturas han producido pequeñas fosas tectónicas
rellenas de materiales terciarios. Por otra parte

este sistema de fallas tiene consecuencias morfológicas en la implantación de la red hidrográfica actual, de manera que a partir de Andujar hacia el E. los afluentes del Guadalquivir ya no se adaptan a los pliegues hercínicos, sino a este sistema de fracturas (Rios Jandula, Guarrizas, Guadalón, etc).

En cuanto a las formas de arrastre producidas por las fallas de la Alineación de Almadén, existen algunos ejemplos en la Sinforma de Peñalsordo y en la región de Siruela. El Anticlinal de Alcudia aparece bruscamente reducido en anchura a causa de este sistema de décrochements derechos.

Además de las deformaciones de arrastre existe una serie de arqueamientos de gran radio de curvatura que suponen una adaptación de las estructuras F-1/F-2 a la acción de las líneas maestras de los décrochements izquierdos de la Alineación Extremeña (fig. 32). Se pueden delimitar cuatro grandes arcos comprendidos entre la alineación de Castelo Blanco

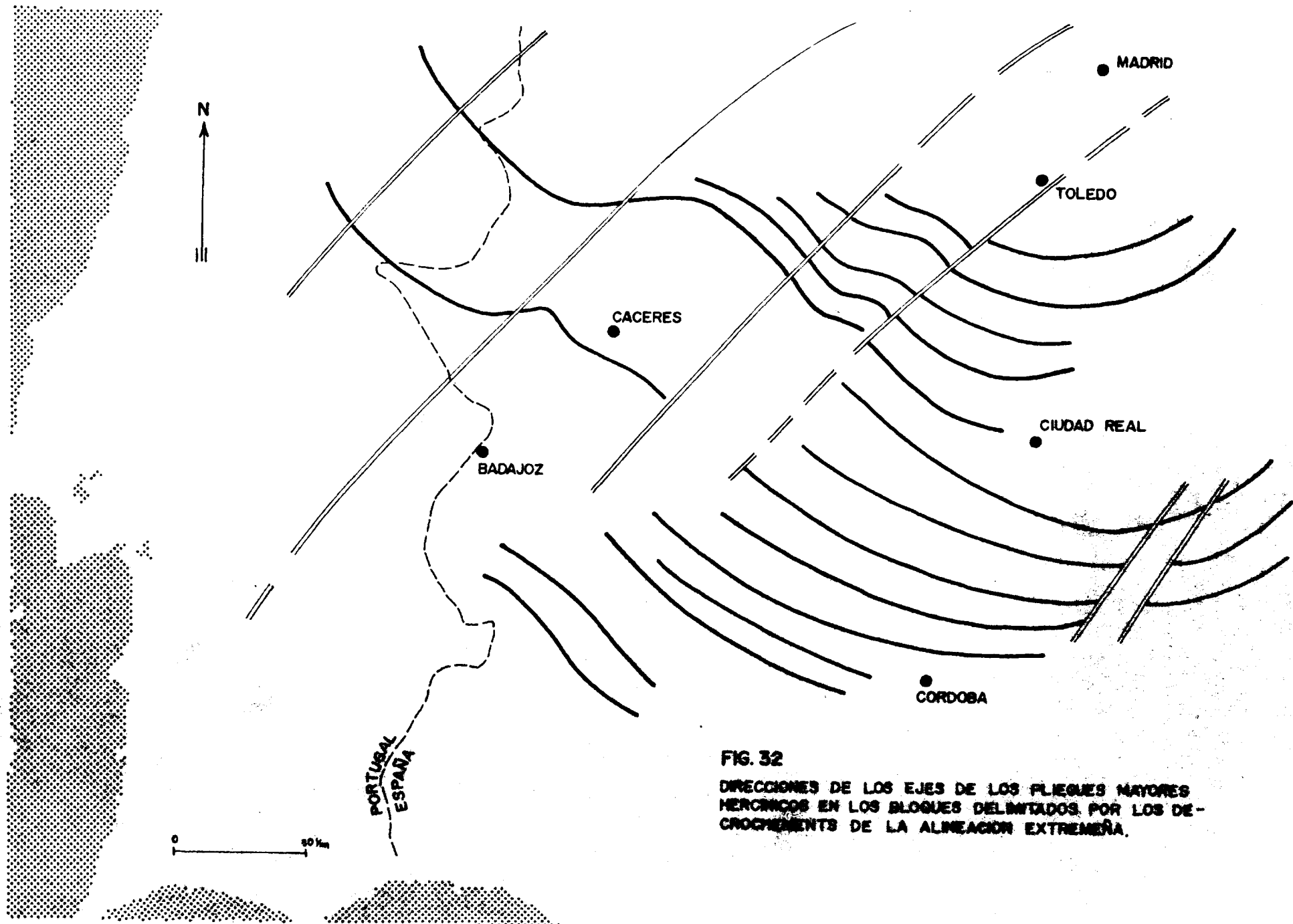


FIG. 32

DIRECCIONES DE LOS EJES DE LOS PLIEGUES MAYORES HERCINICOS EN LOS BLOQUES DELIMITADOS POR LOS DE-CROCHEMENTS DE LA ALINEACION EXTREMA.

en Portugal y la Falla de Plasencia; entre la Falla de Plasencia y el conjunto Falla de Talavera y Mérida - Falla de Toledo; entre estos últimos y el sistema de fallas de Linares, y finalmente entre las Fallas de Linares y el borde paleozoico de Alcoraz.

Entre Castelo Branco y la Falla de Plasencia los pliegues "hercínicos" forman un arco concavo hacia el NE; entre la Falla de Plasencia y las alineaciones Talavera - Mérida, Falla de Toledo los pliegues describen un arco concavo hacia el SW. (dirección del Macizo Orográfico de las Villuercas); entre la Falla de Toledo y las fallas del sistema de Linares los pliegues describen un arco muy amplio suavemente concavo hacia el NE disponiéndose las capas en dirección E-W (alineaciones alcudianas y pedrocheles); por último entre el Sistema de Linares y el extremo más oriental de los afloramientos paleozoicos las estructuras describen un arco de radio más pequeño con concavidad hacia el N. (alineaciones hercínicas al E. del Paso de Despeñaperros).

Estos arqueamientos laxos pueden indicar la persistencia del movimiento de los bloques hercínicos con estructuras suficientemente rigidificadas y también pueden dar idea del desplazamiento de un bloque con respecto al contiguo. La edad de estos arqueamientos debe ser incluida en una época en que las estructuras hercínicas F-1/F-2 son suficientemente rigidas aunque capaces de absorber el desplazamiento horizontal en forma de arcos de gran radio. La importancia de estas formas estriba también en la posibilidad de relacionarlas con accidentes a escala cortical.

En cuanto a la relación (c) entre décrochements y pliegues F-3, hay que considerar la interdependencia entre estos dos tipos de estructuras. Esta interdependencia se hace patente en toda la región estudiada existiendo siempre una relación geométrica y espacial entre las antiformas - sinformas F-3 y las zonas donde se desarrollan preferentemente los décrochements. Incluso es posible agrupar los pliegues F-3 en dos grandes grupos referibles a ca

da una de las orientaciones de los planos conjugados de los decrochements; es decir, se pueden determinar antiformas/sinformas en relación con las fallas de la Alineación Extremeña y antiformas/sinformas relativas a la Alineación de Almadén.

Una explicación de esta relación ha de buscarse en la persistencia del efecto de cizalla de los decrochements en materiales no suficientemente consolidados plegándose estructuras anteriores. Los decrochements suponen una reorganización del campo de esfuerzos y esta reorganización puede llevar consigo la formación de nuevas estructuras de plegamiento.

MOODY & HILL (1956) admiten que las direcciones axiales de los nuevos pliegues formados por la reorganización del campo de esfuerzos tienen una dirección axial constante, que forma un ángulo definido con los planos de las fracturas principales (1^{er} orden) y de las fracturas secundarias. (fig. 31)

El esquema propuesto por estos autores resulta aplicable en la región estudiada. Por una parte los pliegues mayores F-3 cartografiables aparecen en las zonas próximas a los planos de los decrochements (zonas preferentes de cizalla); por otra parte las direcciones axiales de las antiformas - sinformas mejor cartografiables forman un ángulo agudo (aprox. 15°) con las trazas de los decrochements (fig. 27).

La mayoría de los pliegues F-3 aparecen en las series incompetentes y extensas del Precámbrico Superior y su control no es fácil al no existir buenos niveles guía de referencia; sin embargo se han cartografiado pliegues de esta fase en La Berrela y en la llanura ca cerena. Por el contrario la sorprendente "Sinforma de Pajalacordo" se puede relacionar claramente con los decrochements derechos de la Alineación de Almadén.

La relación genética entre los grandes decrochements y los pliegues tardíos F-3 permite cerrar el ciclo de las deformaciones mayores hercínicas y referirlas todas a una misma causa. Este origen común puede buscar

se con suficiente fundamento en un momento de compre
sión tangencial ocurrido en el Paleozoico Superior
en todo el cinturón hercínico. El origen común no im
plica la imposibilidad de encontrar la relación tempo
ral entre los diferentes grupos de estructuras.

4.6. LOS GRANDES DECROCHEMENTS EXTREMEÑOS COMO ACCIDENTES A ESCALA CORTICAL.

Las dimensiones de estos accidentes y su posible continuidad inducen a considerarlos como elementos tectónicos a escala de deformaciones de la corteza. El estudio de estas grandes líneas de fractura puede representar un gran interés geotectónico a la luz de la nueva teoría de tectónica de placas en la que los desplazamientos tangenciales cobran una gran importancia. Por estos motivos se destacan aquí estas estructuras como accidentes tectónicos de primer orden, que permiten explicar las tendencias generales durante la orogenia hercínica y además la evolución posterior del bloque ibérico cratenizado y su influencia en las estructuras de plegamiento de la cobertera mesozoica.

Quizá por todo esto se ha prestado una mayor atención a los grandes decrochements y se ha incluido su investigación sistemática en todas las áreas, y es ahora cuando su cartografía puede aportar grandes resultados.

En la región estudiada se conocían desde antiguo eslabones aislados de la gran falla de Plasencia. DEL VALLE DE LERSUNDI (1959) y posteriormente QUESADA GARCIA (1960) describen la existencia de una falla de desgarre coincidente con una parte de la Falla de Plasencia. Coincidiendo con esta línea se conoce en Portugal un dique básico, cuyas partes han sido reconstruidas en una fractura que atraviesa el país desde la costa atlántica hasta la frontera española en la región de Elvas (TEIXEIRA, CANILHO & LOPES 1970, SCHERMERHORN, 1970). Por su parte, GARCIA DE FIGUEROLA (1963 y 1965) describe en la Provincia de Cáceres un filon básico de gran recorrido, que asimila a la alineación portuguesa.

Esta gran fractura ha sido descrita aquí como un gran décrochement tardihercínico, al que se puede admitir una longitud de más de 500 km. entre la costa atlántica y la Sierra del Guadarrama. Esta dimensión más la presencia de rocas básicas en el plano de fractura justifica la condición de elemento estructural a escala cortical para la Falla de Plasencia.

Se han destacado, por tanto, este accidente y otros semejantes como vehículos o canales de transmisión de los esfuerzos tangenciales hercínicos y aun posteriores, conectando así zonas que aparentemente no tienen ninguna relación con los desplazamientos tangenciales de la corteza. Junto a la Falla de Plasencia se han podido significar en este trabajo otros accidentes semejantes que se han denominado Falla de Talavera y Falla de Toledo, de gran continuidad teniendo en cuenta caracteres morfológicos y líneas de discontinuidad en los afloramientos paleozoicos. Además se incluyen las fallas de la región de Linares. A todo este sistema de fallas laterales izquierdas se opone otro sistema de fallas laterales derechas representadas por las fallas de Almadén y Río Viar, confirmandose el esquema clásico de decrochements conjugados. Se han puesto de manifiesto así una serie de grandes fracturas con desplazamiento horizontal y se las ha dado una edad hercínica (c.f. 4.4.2.). También se ha demostrado su importancia en la construcción geométrica del edificio hercínico de SW de la Península Ibérica (fig. 32). Así pues

su encuadramiento regional y genético ha quedado apuntado en los capítulos anteriores.

Sin embargo, es posible formular hipótesis sobre el comportamiento tectónico de la Península en los tiempos postpaleozoicos basadas en la continuidad de la actividad de estas grandes fracturas.

4.6.1. Persistencia de la actividad de los decroche-
ments extremeños.

Si bien está suficientemente probada la edad hercínica de estas grandes líneas de fractura, resulta posible relacionarlas con estructuras más modernas. Tal es el caso de los pliegues formados en la cobertura mesozoica del Sistema Ibérico, que aparecen deformados según alineaciones transversales. coinciden con las prolongaciones de las líneas de fractura tardihercínicas (fig. 33). Esta relación resulta ser la más patente en el ámbito peninsular pudiendose continuar las fracturas "extremeñas" bajo la poco poten-

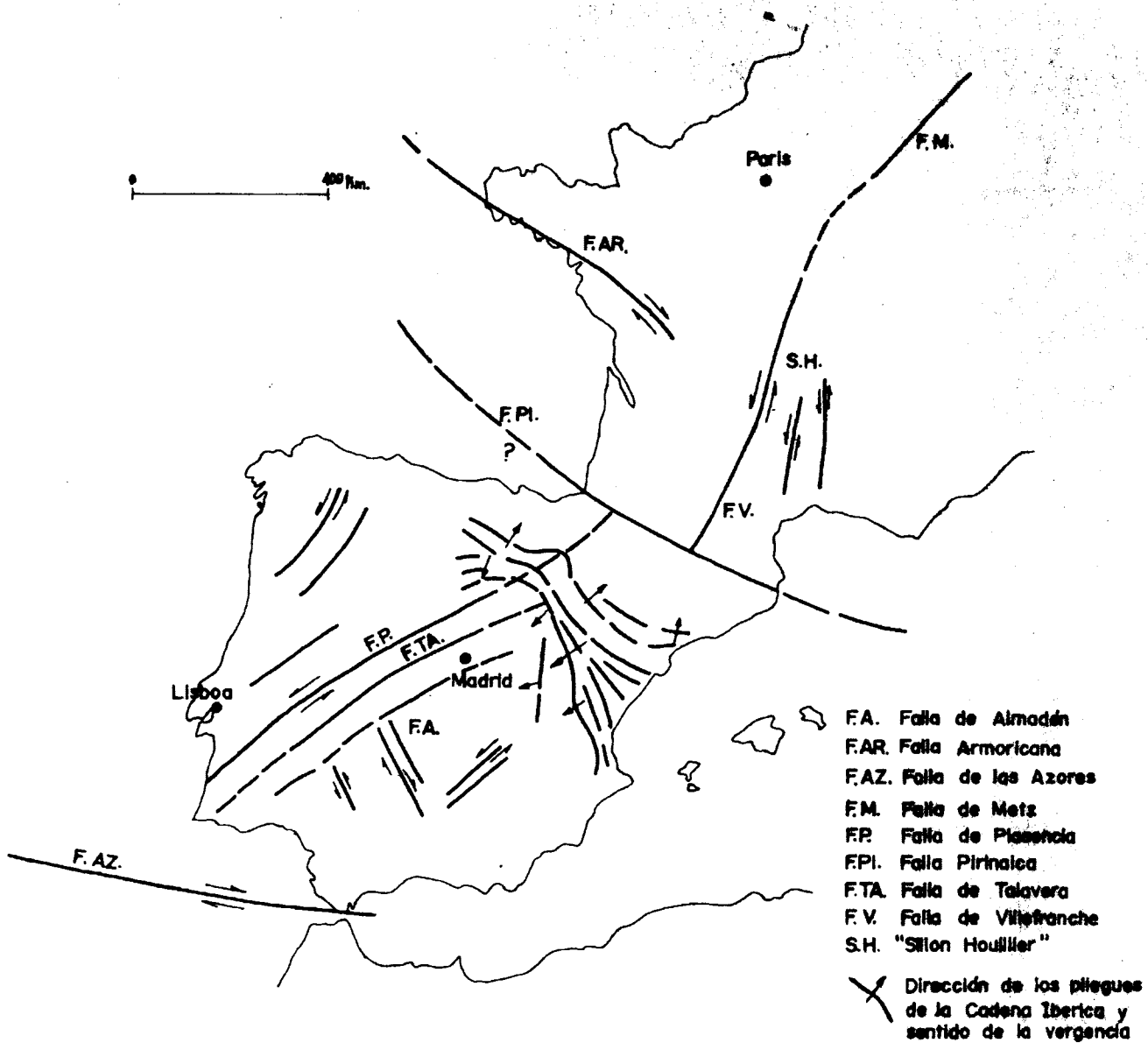


FIG. 33

RELACION DE LOS DECROCHEMENTS EXTREMEÑOS CON EL SISTEMA DE DECROCHEMENTS TRARDIERNICINAS DE LAS AREAS VECINAS Y CON LOS PLIEGUES MESOZOICOS DEL SISTEMA IBERICO.

te cobertera mesozoica y comprobar las deformaciones de los pliegues de paleogenos. De esta manera se postula en este trabajo la influencia directa del basamento hercínico poco profundo sobre la cobertera, pero a través de líneas concretas como son los decrochements de la "alineación extremeña" cuya traza puede continuarse bajo los sedimentos más recientes.

Pero no solamente se puede invocar la relación anterior, sino también otra serie de caracteres que pueden probar la actividad de estas fracturas en épocas posthercínicas. Así las grandes líneas de fractura del Sistema Central con resalte morfológicos de primer orden resultan ser continuidad de las fracturas tardihercínicas, resultando, por tanto, una actividad reciente en la componente vertical.

También se pueden anular a nuestras fracturas la mayoría de los accidentes morfológicos principales de la Cuenca del Tajo puestos de manifiesto por ALIA MEDINA (1969) -Y aun todavía se puede hacer respon-

sables a los decrochements "extremeños" de las perturbaciones transversales de la sedimentación y el plegamiento de la región subpirenaica descritos por RIOS (1960) - Umbral Alto Aragones, Umbral del Ampurdan, linea de chapiros al W. de Pamplona etc.-

La continuidad en el tiempo de estas fracturas puede plantear el problema de considerar su actividad en la actualidad, aun admitiendo su condición de "fracturas fósiles". Aun se pueden relacionar la actividad sismica reciente según ha puesto de manifiesto REY PASTOR (1951 y 1954). Este autor realiza un estudio de los seismos contabilizados entre 19 y 195 y obtiene lineas de mayor actividad sismica ajustadas a parte de las fracturas tardihercénicas descritas en este trabajo. Sobre todo destaca la actividad sismica de las fallas de Linares y del Rio Viar. Así mismo coloca máximos de epicentros en la región extremeña relacionables con las fallas del sistema Plasencia - Talavera (máximos de la región de Olivenza, etc.).

Discusión

A la vista de los datos anteriormente expuestos no resulta infundado afirmar que las fracturas horizontales de genesis hercínica formados en la gran epoca de compresión carbonífera han seguido actuando como vias de desplazamiento en la horizontal conectando epocas más recientes de compresión. Estos desplazamientos laterales se pueden inferir de los desplazamientos de las siguientes líneas de referencia:

- curvatura de los ejes de los pliegues del Sistema Ibérico.
- curvatura y discontinuidad de la sedimentación en el area subpirenaica.
- adaptación de rasgos morfologicos recientes como son las lineas maestras del relieve del Sistema Central y de la Cuenca del Tajo.

A estos hechos se puede sumar la actividad sismica reciente.

Todo esto permite resaltar la importancia de los décrochements tardihercínicos en cuanto a su persisten

cia en el tiempo y su amplitud como elementos tectónicos a escala de la corteza.

4.6.1. Los decrochements como constructores de edificios tectónicos posthercínicos.

La persistencia en el tiempo de estas estructuras lleva a la idea de considerar como han evolucionado y como han influido en los acontecimientos tectónicos posteriores.

Sobre la evolución geotectónica de la Península Ibérica es preciso considerar los últimos resultados encajados en la moderna concepción de la deriva de los continentes. A este respecto es fundamental considerar la apertura del Golfo de Vizcaya en tiempos postpaleozoicos. Este hecho permite resolver de una manera u otra la continuidad del cinturón hercínico europeo en la Península Ibérica y además servir de elemento de conexión con las zonas de compresión o cadenas de montañas recientes (Cadenas Béticas, Pirineos, Ibérica, etc.).

Parece incuestionable admitir la deriva del bloque ibérico respecto al macizo armoricano y la consiguiente apertura del Golfo de Vizcaya teniendo en cuenta la necesaria continuidad entre los hercínides europeos y el Macizo Hespérico. Esta deriva postpaleozoica debe quedar reflejada de alguna manera en la Península Ibérica.

Aceptando como más verosímil el esquema de deriva propuesto por BARD, CAPDEVILA & MATTE (1971) -aún sin prejuzgar la continuidad de los elementos geológicos a uno y otro lado del Golfo de Vizcaya- la rotación-traslación debe quedar impresa en las estructuras reactivadas, es decir en los décrochements tardihercínicos. Por otra parte, la rotación de la Península se ha descrito en base a observaciones paleomagnéticas (Van der VOO, 1967).

PARGA, (1969) cree ver en el sistema tardihercínico de fracturas la posibilidad de deformación de la Península en su rotación. Para este autor el cuerpo rígido formado por los materiales hercínicos se ha

deformado a favor de las fracturas preexistente, realizandose los mayores desplazamientos a lo largo de los planos de las fracturas orientadas N-S.

Es indudable que si se admiten como premisas más verosímiles y fundadas a) la traslación-rotación de la Península hacia el sureste a favor de un gran décrochement curvo con centro de rotación próximo a Paris (LE PICHON et al. 1970) y b) deformación de la Península en su movimiento de deriva a favor de los planos de discontinuidad mayores persistentes en el bloque consolidado (décrochements).

El punto (a) ha sido discutido por BARD et al. (1971) y por WUNDERLICH (1970) incluyendo las ideas emitidas anteriormente desde CAREY (1958 y 1963) hasta las más recientes (MATTALLER, ANDERSON & OWEN, Van der VOO, von GAERTNER, etc.).

En el punto (b) se pueden hacer nuevas consideracioo

nes teniendo en cuenta el desarrollo de los decrochements del SW de España, tal como ha sido descrito anteriormente en este trabajo.

En principio hay que puntualizar que si bien se ha considerado la génesis de estas fracturas en un régimen de distensión (compresión a escala regional) en un medio continuo (fig. 31), es posible considerar la corteza terrestre como un medio discontinuo cuyas subdivisiones estan puestas en contacto mediante grandes fracturas de desplazamiento horizontal. Estas fracturas ponen en relación directa areas donde se producen fenomenos de compresión o distensión. WELLMAN (1969 y 1971) hace resaltar la importancia de estas fracturas como vehiculo de transmisión entre arcos de compresión y distensión y su importancia como unidades morfologicas en los continentes, aplicando las ideas expuestas por TUZO WILSON (1965) sobre el concepto de "transform fault".

Así pués se puede considerar el concepto de "medio discontinuo" para la corteza terrestre e identifi-

car los planos principales de discontinuidad en las grandes fracturas de desplazamiento tangencial, dentro de la optica de la tectónica de placas.

Los movimientos horizontales de las placas corticales o en nuestra caso de las porciones menores de la corteza se realizan a favor de los planos de discontinuidad es decir de los decrochements.

Es evidente el desplazamiento de los bloques hercínicos peninsulares hacia el NE con desplazamientos relativos a favor de los decrochements de la alineación extremeña. Este desplazamiento postpaleozoico es el más potente y como consecuencia de él aparece en los mapas de la Península el espectacular espolón de la Sierra del Guadarrama avanzado hacia el NE.

La reactivación de las fracturas de la alineación extremeña se puede tratar bajo dos aspectos fundamentales. Por una parte se pueden buscar los efectos

causados por el desplazamiento general hacia el NE y por otra parte se puede especular a la vista de otros accidentes corticales vecinos la causa de este desplazamiento.

En cuanto a las estructuras morfológicas o tectónicas creadas cabe destacar la formación de nuevas áreas de compresión. El resultado de esta compresión es la formación de tres unidades de gran importancia: El Sistema Ibérico, la Fosa del Ebro, y la contracción de la corteza en el área pirenaica.

El Sistema Ibérico aparece en este esquema como un arco de compresión entre el Bloque Hercínico que avanza hacia el NE (espólón del Guadarrama) y el Bloque del Ebro, que terminará por formar un arco deprimido. Este avance hacia el NE explica la formación de doble vergencia en los pliegues ibéricos y el umbral medio que separa las dos vergencias (STILLE 1931). El esquema tectónico de esta cadena queda como una zona de compresión con vergencial al SW en

el flanco meridional y con vergencia hacia el macizo del Ebro en su otra vertiente, con un núcleo de materiales paleozoicos que emergen en el centro desde la Sierra de la Demanda hasta la costa del Mediterráneo entre Castellón y Valencia. El arqueamiento característico de esta cadena es causado por el avance diferencial de los bloques del basamento según las fracturas tardihercínicas reactivadas (fig. 33).

Como efecto final de este avance de la Península en pequeños bloques desplazándose hacia el NE resulta el área deprimida del Ebro y la zona de contracción de la corteza en los Pirineos y el consiguiente plegamiento de las zonas subpirenaicas y la surrección de la zona axial.

En cuanto a las causas de esta reactivación hay que invocar la deriva del bloque ibérico respecto a los macizos hercínicos franceses. Esta deriva se puede admitir como una rotación levogica con centro en el

N. de Francia, combinada con una traslación hacia el sureste a lo largo de un decrochement posiblemente hercínico. En este desplazamiento el bloque ibérico se deforma a favor de las grandes fracturas horizontales de manera que pocos desplazamientos individuales pueden producir el efecto de cizalla final (avance desigual de los bloques o pequeñas plaquetas) produciéndose la compresión ibérica-ebroica-pirenaica.

El desplazamiento o giro es absorbido por los desplazamientos de los decrochements izquierdos de dirección media SW-NE (falla de Plasencia) y en menor escala por los decrochements conjugados.

Ahora bien, los decrochements extremeños deben ser el vehículo de transmisión de esfuerzos tectónicos y por tanto deben comunicar la zona de compresión ibérica-pirenaica. La causa primera debe ser la apertura mesozoica del Atlantico y sus correspondientes zonas de discontinuidad. Existen, sin embargo,

muy pocos datos geológicos sobre este respecto. Pero se puede pensar en una zona de distensión en la falla transformante de las Azores-Gibraltar creadora de la tectónica compleja de las Cadenas Béticas y el Rif, tal como proponen ANDRIEUX, FONTBOTE & MATTALLER (1971). En este sentido los decrochements extremeños pueden conectar dos áreas activas la zona Azores -Gibraltar y la cadena pirenaica.

Según todo lo expuesto anteriormente, se puede pensar que los decrochements hercínicos de Extremadura fueron creados en régimen de compresión en las fases principales hercínicas. Posteriormente han servido de planos de discontinuidad para las deformaciones postpaleozoicas de la Península conectando la apertura del Golfo de Vizcaya (apertura atlántica) y la formación de los Pirineos. En esta actividad son además responsables de los levantamientos terciarios del horst del Sistema Central y del plegamiento de los sedimentos mesozoicos de cobertura creandose las

las cadenas ibéricas. Se trata, por tanto de accidentes tectónicos de primer orden para la Península Ibérica, con categoría de grandes fracturas interesando a toda la corteza como lo demuestran sus dimensiones (posiblemente 1000 Km. de recorrido), la emisión de rocas básicas y su actividad sísmica reciente.

Por su recorrido y naturaleza las líneas principales de fractura de Extremadura se pueden comparar a la zona de fractura del "Sillón Houillier" francés, cuya continuación se puede seguir hasta la región alsaciana (GROLIER & LETOURNEUR, 1968).

5. conclusiones

5.1. CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS

Los datos obtenidos en la región estudiada permiten sintetizar los principales aspectos estratigráficos de los materiales preordovícicos e intentar un esquema coherente suficientemente fundado. Se resuelven así las bases estratigráficas del 70% de los materiales que componen el basamento hercínico.

Como primera conclusión se han podido delimitar el miembro cámbrico y el miembro precámbrico dentro del conjunto anteordovícico. Entre ambos miembros es siempre factible encontrar una serie típica con caracter de serie guía regional a la que representa el caracter de serie de transito. En esta serie de transito necesariamente se ha de situar el discutido límite entre el Cámbrico y el Precámbrico.

Así pues, han quedado delimitadas como conclusión final tres unidades estratigráficas

Cámbrico

Serie de Transito

Precámbrico Superior

Precámbrico Superior

- Los materiales precámbricos se dividen en dos grandes unidades; correspondientes a dos facies diferentes
 - a) Precámbrico Superior de facies pelítico-grauvaquica.
 - b) Precámbrico Superior de facies porfiróide
- La unidad b representa los materiales más bajos dentro de la serie estratigráfica, que constituyen la Formación Llera.
- Las facies pelítico-grauváquicas de Sierra Morena Occidental han sido diferenciadas por primera vez según una sucesión cronoestratigráfica en base a la distribución de sus componentes litológicos: (de techo a muro)
 - tramo formado por rocas de composición traquiandesítica.
 - tramo de naturaleza pelítica con cuarci

tas negras subordinadas.

- tramo de naturaleza fundamentalmente grau
váquica.
- tramo de pizarras cuarzofeldespáticas con
niveles subordinados de grauvacas, calizas
y escasas diabasas.

Se han usado para ellos nueva terminología local
según las dos grandes estructuras hercínicas don
de afloran

Formación Bodión ----- Anticlinorio Oliven
za Monasterio

Formación Usagre ----- Anticlinorio Badajoz-
Cordoba

- Ambas formaciones son correlacionables miembro a
miembro de sus sucesiones cronoestratigráficas.
La correlación se puede basar además en la posi-
ción constante de las dos formaciones bajo sedi-
mentos clásticos situados siempre bajo los nive-
les fosilíferos más bajos del Cámbrico.

- Por el criterio ultimamente apuntado la edad de las formaciones Usagre y Bodión debe aceptarse como Precámbrico Superior.
- La determinación litoestratigráfica realizada en las series incontestablemente precámbricas de la Baja Extremadura permite resolver el problema de la edad de los materiales preordovícicos de la Alta Extremadura y Las Villuercas. En estas regiones se pueden determinar formaciones de composición litoestratigráfica idéntica a la de Usagre y Bodión.
- Las formaciones Salor y Alcudia se sitúan en el Precámbrico Superior por su identidad estratigráfica y estructural con el Precámbrico Superior del tipo "serie negra" de la Baja Extremadura.
- La Formación Valdelacasa a su vez representa las mismas facies esquistograuvaquicas y su situación estratigráfica bajo los niveles conglomeráticos

- inferiores a los tramos fosilíferos del Cámbrico permite situar en la región de las Villuercas - Montes de Toledo una sedimentación del Precámbrico Superior.

Serie de Transición.

Regionalmente ha sido posible definir una serie fundamentalmente detrítica entre las formaciones precámbricas de carácter constante y los materiales cámbricos fosilíferos.

En esta serie de transición se pueden considerar los siguientes puntos:

- Esta situada siempre en la base de los materiales que contienen las faunas más antiguas del Cámbrico.
- Tiene un carácter conglomerático constante en toda el área estudiada.

- En Sierra Morena Occidental aparecen facies de tipo "porfiroide" con elementos volcánicos ácidos (Facies Bodonal).

Cámbrico.

Se han diferenciado tres dominios característicos para la sedimentación.

- El dominio meridional comprende la Baja Extremadura y la Sierra Morena Occidental. Las series cámbricas abarcan el Cámbrico Inferior y el Cámbrico Medio. El Cámbrico Inferior comienza en parte de la serie detrítica de tránsito; se continua en un horizonte calcareo con arqueociatidos y muestra hacia el techo una serie clástica que contiene trilobites característicos en los niveles margosos más inferiores de este horizonte.

El Cámbrico Medio está representado por una

serie reducida de pizarras con volcanitas bási
cas dotadas mediante fauna de trilobites.

- El dominio septentrional comprende el nucleo
de Las Villuercas y el extremo occidental de
los Montes de Toledo. En este area el Cámbrico
Inferior aparece similar al definido en Sierra
Morena Occidental. Sobre las formaciones con-
glomeraticas de transición afloran los materia
les calcareos y las series detríticas superio-
res. No hay clara evidencia de fosiles caracte
rísticos (solamente algos y restos inclasifica
bles de trilobites), sin embargo la continui-
dad de los horizontes característicos y los ya-
cimientos fosilíferos de las prolongaciones hacia
el NW (región de Tamames) y al E (Montes de Tole
do surorientales) permiten afirmar la existen-
cia de una serie del Cámbrico Inferior análoga,
máxime si se tiene en cuenta la existencia de
materiales típicamente precámbricos hacia la ba-
se (Serie de Valdelacasa).

No hay evidencia de Cámbrico Medio.

Los materiales más altos de la Serie Cámbrica afloran en ligera discordancia erosiva so
bre el Cámbrico Inferior. Por su constante
relación con los materiales cuarcíticos skidda
wienses se supone para ellos una edad cámbrica
superior y también tremadociense.

- El dominio central corresponde a la alineación
de Sierra Morena Oriental - Alcudia - Cáceres.
En esta región no hay pruebas definitivas de
la existencia de Cámbrico pero la determinación
precisa de los materiales ordovícicos y precám
bricos induce a considerar como cámbricos los
materiales fundamentalmente detríticos situados
entre ambos. Las características litológicas
permiten suponer un Cámbrico Inferior con cali
zas que serviría de unión entre Sierra Morena
y los Montes de Toledo y un posible Cámbrico
Superior discordante sobre el anterior.

En conjunto el Cámbrico de este dominio parece
dibujar un área de menor subsidencia con acu
mulación de materiales detríticos/conglomerá
ticos.

Síntesis estratigráfica y comparación con otras áreas del Macizo Hesperico.

Los materiales preordovicicos se han dividido por primera vez en dos grandes miembros dentro de un cuadro coherente para una amplia zona de sedimentación del Centro y suroeste de la Península Ibérica.

El miembro inferior se atribuye en ausencia de fósiles y por razonamientos de índole estratigráfica y estructural al Precámbrico Superior. El Precámbrico Superior consta a su vez de dos conjuntos: uno superior muy potente y monótono (más de 5000 m) formado por esquistos, gneuvacas y cuarcitas y lilitas subordinadas con escasas diabasas y calizas. Por debajo se sitúan facies metaconglomeráticas de composición característica muy similar a los paragneoos "ollo de sapo" del noroeste de la Península.

El miembro Superior contiene fósiles del Cámbrico

Inferior y Medio y se puede realizar una perfecta correlación litológica. Aún así es preciso suponer un dominio central azoico con sedimentación molásica predominante. El Cámbrico queda perfectamente definido dentro de los materiales preordovícicos en función de la constancia litoestratigráfica y el carácter diferencial del miembro precámbrico.

El Precámbrico Superior muestra por su parte gran afinidad con los sedimentos precámbricos de Galicia, Leon y Asturias Occidental. Las formaciones Eodién, Usagre, Valdelacasa, Alcudia y Salor son perfectamente equiparables a las series plitico-grauvaquicas del Anticlinal del Narcea, del centro de la Provincia de Lugo y de amplias zonas de Salamanca.

La afinidad petrográfica entre la Formación Llera y las Gneiss "olla de sapo" de Galicia y los gneiss glandulares de amplias zonas del Sistema Cen-

tral es sorprendente. La correlación entre estos materiales se puede hacer sobradamente fundada.

En cuanto a los materiales cámbricos, es posible hacer un esquema coherente dentro del area estudiada con grandes afinidades con las series del area septentrional situada al N. del Sistema Central, que parece suponer un area axial para la sedimentación cámbrica.

En conjunto los datos estratigráficos obtenidos para la región estudiada encajan facilmente en un esquema global para el Cámbrico y el Precámbrico del area hercínica ibérica.

5.2. CONCLUSIONES TECTONICAS

- Los materiales preordovicicos estudiados han sufrido la orogenesis hercínica con ~~cuatro~~ fases de plegamiento, transformación metamorfica regional e intrusión de rocas graníticas. Forman parte del cinturón hercínico ibérico.
- Se han podido delimitar secuencias tectónicas de plegamiento y fractura según las deformaciones producidas en cada caso:

Tectónica de plegamiento.

- La primera fase mayor hercínica F-1 unicamente se puede deducir de la existencia de pliegues isocli^{nales} apretados de escala microscopica y mesosco^{pica}. En esta fase se han generado estructuras planares características en cada nivel estratigrá^{fico}: foliación metamorfica en los niveles profun^{dos}

dos del Precámbrico Superior y del Cámbrico, esquistosidad de subflujo a esquistosidad de fractura (S_1) en los niveles superiores. A esta fase corresponde la esquistosidad dominante en las extensas áreas pizarrosas de Extremadura.

La edad de esta fase ha de suponerse, en base a las discordancias encontradas, entre el Devónico terminal y el Carbonífero Inferior.

En los niveles mesozonales de las Formaciones Usagre y Llera se puede apreciar además una fase anterior (F_0) cuyas estructuras están englobadas y en parte borradas por F_1 .

- La segunda fase mayor hercínica ha condicionado las macroestructuras regionales borrando en su interferencia los macropliegues $F-1$. Como resultado de esta interferencia de ondas de plegamiento se forman macroestructuras en braquianticlinales - braquisinclinales (domos y depresiones tectónicas) que forman la red regional de pliegues.

También son observables micropliegues y estructuras planares que deforman claramente las producidas en la primera fase. La nueva esquistosidad

S_2 se manifiesta como planos de recristalización en los niveles profundos, pero su caracter más frecuente es aparecer como una esquistosidad de crenulación afectando S_1 en los niveles superiores. La edad de esta fase ha de buscarse en la discordancia intracarbonífera más antigua que la edad obtenida para los granitos tardihercínicos no deformados. F-2 resulta estar comprendida entre el Namuriense y el Westfaliense (sudética).

- La fase tardia o tercera fase hercínica esta representada por pliegues de gran radio que afectan estructuras F-1/F-2. Las deformaciones de esta fase resultan ser antiformas-sinformas en ocasiones muy amplias y a ella se pueden referir los pliegues de eje vertical desarrollados en las áreas esquistosas de edad precámbrica superior (llanuras de la Alta Extremadura).

Esta última conclusión resuelve el problema de pliegues cruzados con las direcciones "hercínicas"

que por su "dirección aberrante" y por estar dibujados en materiales precámbricos podían inducir a considerar una tectónica antehercínica.

Esta fase ha de considerarse anterior a la deposición del Carbonífero Superior, situándose entre el Westfaliense y el Estefaniense, que aparece subhorizontal, por otra parte no se han desarrollado microestructuras ni esquistosidad relacionables con F-3.

Tectónica de Fractura.

Las grandes fracturas cartografiables a escala regional se pueden clasificar en dos grandes grupos: fallas inversas y fallas en dirección o decrochements.

- Las fallas inversas siguen la dirección de las capas y se disponen según la vergencia regional predominantemente hacia el SW. en la Baja Extre-

madura. Su traza es difícil de seguir, pero indirectamente quedan definidos por poner en contacto niveles de características metamórficas diferentes o por la presencia de cabalgamientos de considerables dimensiones.

Genéticamente se deben datar estas fracturas como contemporáneas de las fases mayores de compresión (F-1/F-2). Por otra parte existen en Sierra Morena Occidental mantos de recubrimiento que significan una mayor acción de estas fracturas en época inmediatamente posterior. La edad de estos mantos es claramente post-F-2 y ante-F-3.

- Los decrochamientos trastocan claramente las estructuras F-1/F-2 y forman alineaciones de gran recorrido dibujando una serie de líneas paralelas principales que se distribuyen según dos sistemas conjugados. Uno de ellos tiene una orientación SW-NE (fallas de Plasencia, Talavera, Toledo y Linares)

y el otro se orienta SE-NW (fallas de Almadén, del Viar, etc.).

Para determinar la edad de estos accidentes hay que considerar que si bien su genesis es contemporanea con las fases de compresión (pliegues y fallas inversas), han seguido funcionando durante más tiempo trastocando los accidentes primitivos. Esto significa que los planos de cizalla (tensión) creados en la fase de compresión han sido activos durante más tiempo, aun despues de cesar el efecto creador (compresión tangencial).

- Los decrochements extremeños han continuado su actividad en tiempos postpaleozoicos produciendo areas de compresión en el N. de la Península. Han sido planos de transmisión de efectos corticales.
- Dadas sus dimensiones y la existencia de rocas

básicas asociadas a sus planos de fractura, se puede pensar en accidentes a escala cortical. Se puede pensar, por tanto en accidentes representativos a escala continental de las deformaciones de la Península dentro de la teoría de la tectónica de placas.

5.3. EVOLUCION GEOTECTONICA.

Las conclusiones expuestas en los dos apartados anteriores permiten realizar un esquema evolutivo para los materiales preordovicicos estudiados en este trabajo.

Las características sedimentologicas de las series precámbricas expresan la existencia de un profundo surco subsidente durante la deposición del Precámbrico Superior tipo "serie negra".

La base de esta potente formación esta constituida en Sierra Morena Occidental por rocas porfiroides del tipo "ollo de sapo" que deben representar, con ciertas reservas, niveles conglomeráticos situados sobre un zócalo desconocido.

Al final del Precámbrico Superior se suceden algunos acontecimientos que condicionan la morfologia del area hercínica de sedimentación. Se produce un

importante episodio volcánico en un area positiva o umbral jalonado en la actualidad por los afloramientos de traquiandesitas y los asomos de porfiroides. De las areas positivas se desprenden los propios sedimentos clásticos que indican una epoca inestable, produciendose la variabilidad de las series de tránsito.

En los tiempos del Cámbrico el area de sedimentación aparece fragmentada en dos zonas relativamente profundas y un umbral intermedio donde es evidente una gran inestabilidad en cuanto a la sedimentación.

Las dos areas de sedimentación preferente se corresponden con las dos series más completas para el Cámbrico Inferior, es decir las zonas ocupadas actualmente por Sierra Morena Occidental y los Montes de Toledo. En estas zonas se depositan sedimentos de poca profundidad, el caracter "geosinclinal" parece abortado. Es característica de estas zonas la profusión de rocas básicas.

En el umbral intermedio corresponde a la zona de Los Pedroches (Alcudia) - Cáceres. En él la sedimentación cámbrica parece ser fundamentalmente conglomerática o reducirse sensiblemente hacia el NE. La sedimentación del Cámbrico Medio es muy irregular, solo hay evidencia de su existencia en un area restringida de Sierra Morena Occidental. El Cámbrico Superior aflora discordante tras una marcada laguna estratigráfica. Los periodos finales del Cámbrico parecen marcar una época inestable con probables zonas emergidas amplias sin que se produzcan en ningún momento series potentes y continuadas.

Se inicia así para el area estudiada una fase de plataforma inestable que dará lugar a series incompletas y poco potentes para el Paleozoico Superior, en el que se suceden una serie de ciclos transgresivos y regresivos.

Durante esta época "larga" (unos 200 M.a.) de se-

dimentación o periodo "geosinclinal" se pueden considerar algunos acontecimientos tectónicos. Las discordancias del Cámbrico Superior y el conglomerado basal del Ordovícico sugieren la presencia de fases sárdicas. Además es evidente la existencia de bloques elevados durante la sedimentación cámbrica y precámbrica. La posibilidad de movimientos tectónicos no esta descartada.

En el tercio final del Devónico comienza el periodo tectogenico, que representa una epoca "corta" (unos 60 M.a.). Las deformaciones hercínicas representan una etapa de fuerte compresión de este area. La primera fase hercínica forma pliegues muy apretados de los que unicamente se han conservado micropliegues que indican una dirección axial media NW-SE. Una segunda fase de plano axial subparalelo pliega las estructuras anteriores formando domos-anticlinales y depresiones-sinclinales muy alargadas, que constituyen las estructuras cartografiables. Durante la primera fase y continuandose en la interfase, se desarrolla el metamorfismo hercínico en domos termicos

localizados. Este metamorfismo es del tipo de baja presión de baja-intermedia presión, con sillimanita como silicato aluminico característico y desarrollo local de distena.

En el mismo periodo de compresión se desarrollan fallas inversas de gran recorrido coincidentes con la dirección y la vergencia de las estructuras F-2 de plegamiento. El climax de estas fallas inversas se produce inmediatamente despues de la segunda fase de plegamiento, apareciendo cabalgamientos y mantos de corrimiento de poco recorrido. También con genesis contemporanea se desarrolla un sistema de fracturas de desplazamiento horizontal. Estos dedrochements alcanzan su mayor desarrollo tras la etapa de compresión como reacción consiguiente de distensión, y adquieren el caracter general de "tar dihercánicos".

Se pueden diferenciar dos sistemas de dedrochements conjugados orientados NW-SE y SSW-NNE respectivamenen

te. Los grandes decrochements SSW-NNE (fallas de Plasencia, Toledo, etc.) marcan los planos principales de cizalla y configuran el arco concavo hacia el NE descrito por los pliegues hercínicos F-1/F-2 entre el extremo oriental de Sierra Morena y la frontera portuguesa.

En relación con estas fallas horizontales se desarrolla una tercera fase F-3 que deforma transversalmente las estructuras primitivas. Los pliegues de esta fase tardía son antiformas y sinformas de variada amplitud según la competencia de los materiales y de ejes verticales (en ocasiones tectónica serpenteante).

La actividad tectogénica propiamente dicha abarca desde el Devónico Superior - Devónico Medio? hasta el final del Westfaliense. Los sedimentos estefanienses están sin deformar y representan cuencas intermontanas de extensión reducida; indican estos sedimentos la surrección e inmediata erosión del

CUADRO GEOCRONOLÓGICO PARA EXTREMADURA Y SIERRA MORENA (R. VEGAS 1972)

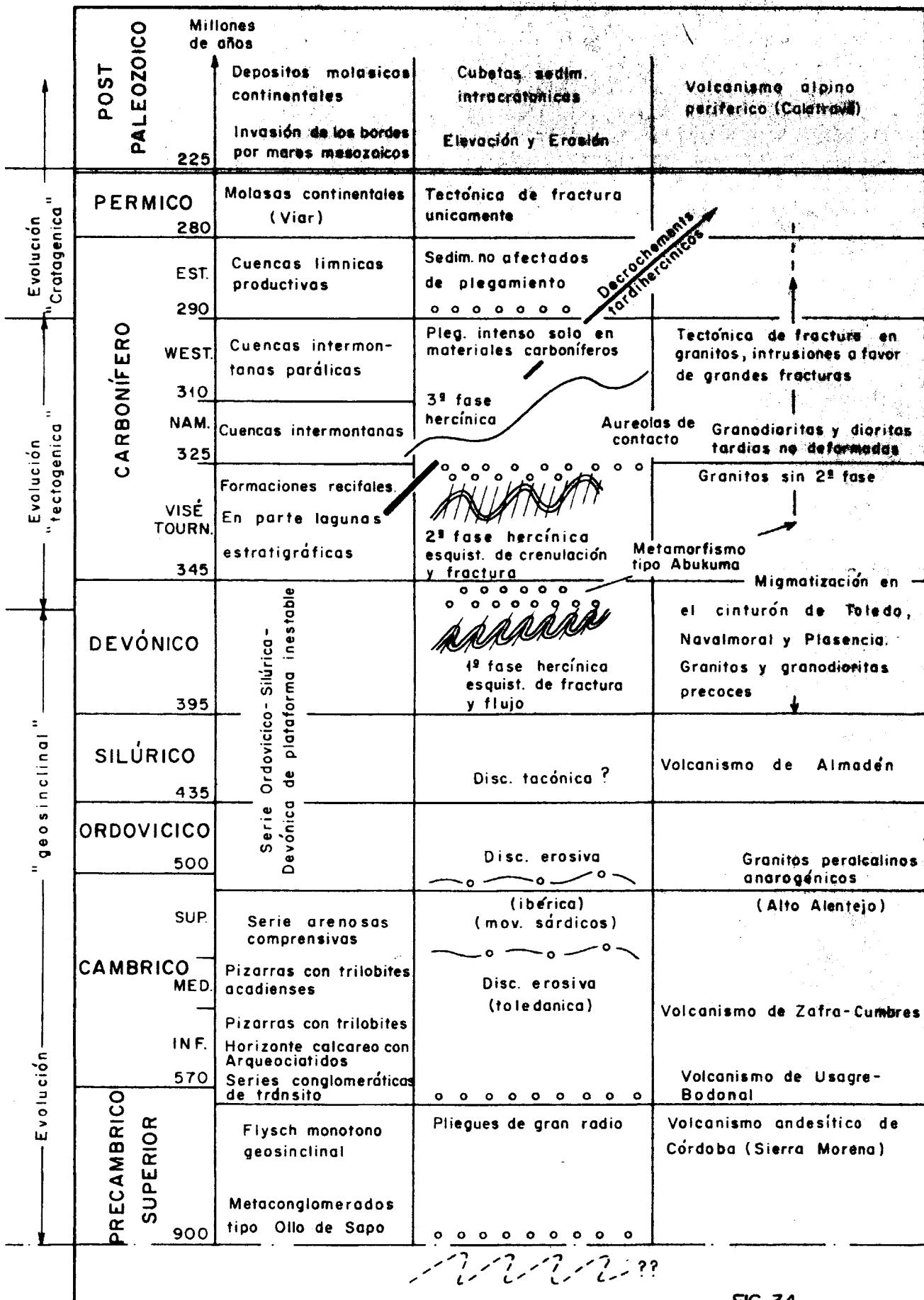


FIG. 34

edificio plegado.

La evolución posterior es propia de un area conti-
nenal cuyo comportamiento tectónico esta en fun-
ción de la reactivación de las zonas de disconti-
nuidad principales: los grandes decrochements que
interesan a la totalidad de la corteza. Esta evolu-
ción ha de comprenderse en el marco de los aconte-
cimientos tectónicos de la Península ocurridos en
el Mesozoico y el Terciario, es decir en relación
con el plegamiento de los Pirineos y la Cordille-
ra Ibérica, la apertura del Golfo de Vizcaya y la
formación de areas de compresión bética. Los de-
crochements son el vehículo de conexión de los es-
fuerzos tangenciales en el area cratonizada y se
pueden referir a ellos casi todas las grandes ali-
neaciones morfotectónicas recientes. Estos acciden-
tes condicionan la aparición de zonas deprimidas
y relieves enérgicos como son las fosas terciarias
del Guadiana y las zonas elevadas de Las Villuer-
cas, el Sistema Central, etc. En las zonas depri-

midas -verdaderas fosas tectónicas- se depositan materiales terciarios que representan molasas con ti nentales de zonas de sedimentación aisladas (cu en cas aisladas continentales según la nueva terminología). La malla dibujada por los más actuales se ajusta al canevas estructural sobre todo en grandes tramos de las arterias principales. Así los ríos Guadiana y Tago ofrecen un trazado a gran es ca la en escalones entre las fracturas principales produciendo el efecto de meandrismo en alineaciones preferentes. Este último hecho y la evidente actividad sísmica reciente de estas fracturas sig n ifican la actividad tectónica en la actualidad.

5.4. COMPARACION CON OTRAS AREAS HERCINICAS DE LA
PENINSULA IBERICA Y DE EUROPA.

La sedimentación precámbrica y paleozoica, sobre todo la parte preordovicica, señala un área de subsidencia preferente entre dos umbrales mayores: la zona axial cristalina galaico-castellana y la alineación geanticlinal de Aracena-Beja. Simétricamente respecto a la zona cristalina galaico-castellana existe otra area donde las facies precámbricas pelítico-grauvaquicas son practicamente idénticas a las que afloran en Extremadura. Se puede pensar en dos surcos simétricos de sedimentación para el Precámbrico Superior.

Las facies porfiroides precámbricas (Formación Llera) se pueden comparar con las facies tipo "ollo de sapo" aflorantes a lo largo del tronco galaico-castellano, que representa un umbral durante el Precámbrico más superior y parte del Cámbrico, hasta ser cubierto todo el conjunto por la transgresión

ordovicica. En este sentido las facies porfiroides deben representar la primera sedimentación del ciclo hercínico apoyandose sobre rocas más antiguas polimetamórficas (ENGELS, 1971). Este hecho parece quedar confirmado con el afloramiento de Eragança - Morais (N de Portugal) según ANTONIOZ (1969). Podría, por tanto, suponerse el núcleo fallado del Anticlinal Badajoz-Córdoba como el afloramiento más próximo al zocalo antehercínico, donde precisamente las isogradas de metamorfismo aparecen muy juntas.

La sedimentación cámbrica y de transición se puede correlacionar con la fosa septentrional, si bien en el S. no se desarrollan el Cámbrico Medio y en parte el Cámbrico Superior; este último alcanza, junto con el Ordovícico cuarcítico espesores enormes en Galicia Oriental (WALTER, 1968; MATTE, 1968; CAPDEVILA, 1969).

Existen algunas diferencias entre los dos surcos separados por la zona cristalina. En la rama meridional hay profusión de rocas volcánicas básicas en el horizonte calcareo del Cámbrico Inferior y en el Cámbrico Medio. Por otra parte la discordancia angular Cámbrico - Precámbrico de la región cantabro-leonesa (JULIVERT & MARTINEZ GARCIA 1966 y Van den BOSCH 1969) no se encuentra de manera clara en la rama meridional ibérica.

La evolución polifásica del plegamiento coincide con la zona homóloga de Galicia Oriental-Leon; con dos fases principales (MATTE 1968) cuya edad es equiparable a la encontrada en la región investigada en este trabajo. Los decrochements y fallas inversas también se pueden extender a todo el ámbito hercínico ibérico.

En cuanto a la comparación con las áreas hercínicas europeas, la región extremeña representa la

parte más meridional del cinturón europeo cuya ver
dadera dimensión ha de comprender desde los aflora-
mientos del W. de Polonia hasta el SW de España.

La continuidad hasta el Macizo Hesperico ha de rea-
lizarse necesariamente a través del arco galaico-
armoricano; pero una comparación determinante que
satisfaciera todos los espíritus críticos es impo-
sible establecer por el momento. En esta imposibi-
lidad ha de tenerse en cuenta la variabilidad a lo
largo de los cinturones orogénicos y el nivel dife-
rente que ha alcanzado la erosión en los macizos
Armoricanos y Hespérico (COGNE, 1971). Ante un he-
cho incuestionable como es esta unión lo unico que
falta por determinar es exactamente que partes se
corresponden en uno y otro segmento hercínico

Por lo que respecta a la zona aquí estudiada, es di-
ficil encontrar su continuación en la rama europea.
Paleogeograficamente hay que buscar su prolongación
en la zona saxoturingica y en parte, quizá, en la
zona axial moldanúbica, ya que la identidad paleo-

geográfica entre la zona subportuguesa - onubense y la zona renanohercínica (a través del S. de Gran Bretaña e Irlanda) es manifiesta (figs.2,3, y 4). El problema reside en encontrar similitud con la zona saxoturingica y sobre todo con la parte septentrional y central de Armórica. Es decir, como se pueden encontrar zonas homólogas a las alineaciones metamórficas de Sierra Morena y equivalentes a la extensa y potente sedimentación del Precámbrico Superior alcudiano - cacereño. Por otra parte la continuidad entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico, sin discordancia tectónica clara (sin evidencia de un zocalo cadomiense con ciclos tectónicos, magmáticos y metamórficos propios) incluye una independencia total de la orogenesis hercínica frente al desconocido basamento, cuya mayor proximidad sucede en el anticlinorio Badajoz-Cordoba.

Este último hecho indica la variabilidad manifiesta cuando se invocan criterios que envuelven el ciclo

anterior cadomiense o asintico; pues resulta evidente que las comparaciones no se pueden realizar a nivel de acontecimientos pre-hercínicos, anteriores a la constitución del cinturón orogenico, aunque pueden haber influido en su constitución.

De todas maneras, pese a los problemas apuntados, se pueden destacar algunos aspectos como son: a) la perfecta identidad litoestratigráfica entre las formaciones brioverienses de Bretaña y las formaciones pelítico-grauvaquicas precámbricas del tipo "serie negra" de Extremadura. b) la independencia de las formaciones precámbricas extremeñas frente al desconocido zocalo. c) la perfecta determinación en Sierra Morena Occidental entre Precámbrico Superior (Brioveriense Medio e Inferior?) y el Cámbrico Inferior fosilífero.

Estos puntos y fundamentalmente el (c) pueden ayudar a un nuevo conocimiento del Cinturón Orogenico Europeo a través de los datos obtenidos en el Macizo Hes-

perico, que representa el mayor afloramiento y el
mas variado de Europa Occidental.

5.5. SUMARIO DE CONCLUSIONES

Los materiales preordovicicos de Extremadura y Sierra Morena Occidental (60-70% del basamento hercínico) han sido definidos estratigraficamente por primera vez en dos series diferentes. La serie inferior consta de un tramo de porfiroides (metaconglomerados-metagrauvacas?) sobre el que se situa una potente formación esquistó-grauvaquica ("serie negra") ubicada en todo el ámbito estudiado. Esta serie se coloca en el Precámbrico Superior teniendo en cuenta, en ausencia de fosiles, su continua situación bajo los niveles fosilíferos más bajos del Cámbrico Inferior y sus características de correlación litológica y estructural. Entre esta serie y la superior se situa una formación detrítica (conglomerados y arcosas) que represente regionalmente el tránsito entre ambas. La serie superior define la sedimentación cámbrica, permitiendo una perfecta correlación de los niveles fosilíferos de Sierra Morena con los de Las Villuercas - Montes de Toledo.

Como nexo de unión se pueden admitir como cámbricos los materiales preordovicicos de Alcudia situados sobre formaciones de tipo "serie negra".

Todos los materiales preordovicicos han sido involucrados en la orogénesis hercínica sin influencia patente de ciclos orogenicos anteriores. En la evolución orogenica muestran tres fases de plegamiento localizados entre el Devónico Medio-Superior y el Estefaniense. Con anterioridad se han desarrollado episodios erosivos sárdicos. La primera fase hercínica produjo pliegues isoclinales; la segunda creó pliegues más abiertos y borró las macroestructuras anteriores, resultando de esta interferencia un estilo regional de domos-anticlinales y depresiones-sinclinales alargados. Ambas fases son sinesquistosas, con dominio general de la esquistosidad primera. La tercera fase, claramente posterior, es responsable de las antiformas y sinformas cruzadas con las estructuras primitivas.

Correspondiendo con el momento de compresión se desarrollan dos tipos de fracturas. Las fallas inversas derivan directamente del esfuerzo compresivo; siguen la dirección de las estructuras de plegamiento y causan cabalgamientos y pequeños mantos en Sierra Morena Occidental. El otro tipo esta formado por dos sistemas de décrochements conjugados resultantes de la distensión (cizalla) consiguiente al periodo de compresión. Aun siendo ambos genéticamente contemporaneos con el plegamiento, su persistencia moldea las estructuras regionales, relacionandose causalmente con ellos la tercera fase de plegamiento.

En la primera fase de plegamiento y fundamentalmente en la interfase entre las dos primeras, se desarrolla un metamorfismo de presión baja-intermedia localizado en domos térmicos. Las intrusiones magmaticas comienzan con ciclos básicos sinerogénicos y terminan con profusión de granitos y granodioritas en bablitos plurifaciales no deformados anteestefanienses.

Finalmente los materiales preordovicicos estudiados sufren una "evolución continental". Los decrochements (sobre todo el sistema SW-NE) siguen posteriormente significando planos de debilidad cortical realizandose la conexión postuma entre la tectónica germánica reciente y las estructuras hercínicas. La reactivación de los decrochements está conectada con la deriva de la placa ibérica y la formación de las zonas de compresión bética y pirenaica. Como resultado se crean areas levantadadas (Villuercas - Montes de Toledo, Sierra Morena) y areas deprimidas (Alto Extremadura, fosa del Guadiana), imprimiendose un relieve apalachiano cuya energia depende de la elevación relativa de las distintas areas. Los materiales precámbricos ocupan las zonas aplanadas en el relieve.

apendices 1 y 2

APENDICE 1.

LAS ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS DE LA
REGION ESTUDIADA

LAS ROCAS GRANITICAS

Los materiales graníticos (s1) constituyen la gran mayoría de las rocas ígneas en el área estudiada. Siguiendo el criterio de emplazamiento con respecto a la Fase II de plegamiento se pueden distinguir dos conjuntos graníticos: 1) Granitoides precoces -anteriores a la II Fase-y 2) Granitoides tardios -posteriores en conjunto a la II Fase. El desarrollo en volumen de cada grupo está muy desequilibrado puesto que los granitoides tardios constituyen más del 75% del volumen total para este área.

1) LOS GRANITOIDES PRECOCES

a) Distribución y forma de yacimiento.

En el trabajo de Bard y Fabries (1970) se incluyen dentro de este grupo, y en lo que se refiere a nuestra área de trabajo, los cuerpos graníticos del eje metamórfico Badajoz-Córdoba (ver apartado anterior) y el macizo granítico de Barcarrota. Pero además como veremos a continuación, con caracteres análogos

a los de este último aparecen en la mayoría de los macizos graníticos post-fase II facies más o menos delimitadas que pueden ser incluidas también en este grupo, pero cuya composición esta íntimamente relacionada con el granito en conjunto no deformado. En este sentido hay que considerar las facies de El Tablado (en relación con los afloramientos graníticicos del C. de Jerez - Puente Viejo - Valuengo - Los Remedios); facies reorientadas del batolito de Los Pedroches; facies de Aljucón (en el batolito de Mérida); facies de Buares - Salvatierra de Santiago Ibañeta etc. (en batolito de Montánchez y facies de Gervillas y Brozas en el batolito de Cabeza de Araya (Corretge 1971) entre otros.

Los granitoides del eje Badajoz-Córdoba (Aceuchal, Almendralejo, Ribera del Fresno y Llera) aparecen en cuerpos alargados encajados en metasedimentos de mesozona. Se pueden considerar por tanto como parautoctonos o intermedios. Presentan una foliación clara que en conjunto parece ser sincrónica o ligeramente posterior a la fase álgida del metamorfismo (T_1).

Por el contrario, tanto el macizo de Barcarrota, como las restantes facies graníticas arriba mencionadas, son intrusivos en materiales epizonales, es decir, son de carácter aloctono. En general muestran trituración y una reorientación grosera que sirve para dar carácter gneisoide a la roca. Esta foliación de fractura parece corresponder a grandes rasgos con la esquistosidad F_{II} de los materiales epizonales encajantes. Las facies gneisoides incluidas en los granitos tardíos suelen mostrar siempre un contacto gradual, no neto, con las mismas.

Teniendo estos datos en cuenta hay que señalar que dentro de estos granitoides precoces el emplazamiento entre las dos fases de plegamiento se hace de forma continua y escalonada. De esta forma los granitoides del eje metamórfico Badajoz-Córdoba se habrían emplazado con anterioridad a Barcarrota y a las facies gneisoides mencionadas que en conjunto parecen más recientes.

b) Características Petrográficas.

b₁. - Los granitoides del Eje Badajoz-Cordoba (Aceu-
chal, Almendralejo, Ribera de Fresno y Llera)

La textura es en todo los casos marcadamente filonítica, con ligeras variaciones. En general las facies glándulares son muy comunes con algunas variantes en relación con el tamaño y número de los ojos o glándulas, siempre de feldespatos. Sin embargo el carácter quizá más distintivo de unos afloramientos a otros es el de la matriz. En Aceuchal esta matriz es por lo común un agregado granoblástico de cuarzo y feldespatos. En Ribera de Fresno - Llera hay una mezcla de textura granoblástica cuarzofeldespatica e independización de flamas estiradas de agregados de cuarzo recristalizado que definen la foliación. Estas flamas de cuarzo se disponen en bandas alternantes con otras de agregados exclusivamente de Feldespatos para el caso de Almendralejo. Las facies de grano fino y equigranulares, que suelen estar también presentes, presentan en cada caso las características de la matriz correspondiente.

La composición mineralógica es en cualquiera de los casos la de un granito alcalino con ligeras variaciones composicionales.

- 1) Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclase + Biotita + Anfíbol + Esfera + Zircón + Oxidos metálicos.
- 2) Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclase + Biotita + Moscovita + Zircón + Apatito + Oxidos metálicos.

La paragenesis 1) es la correspondiente a Aceuchal y Aluendralojo y la 2) a Ribera del Fresno - Llera.

En las facies glandulares, los ojos o glándulas están constituidas esencialmente por cristales individuales de feldespato alcalino antecinemáticos muy estirados y fracturados o bien por un agregado de cristales de feldespato alcalino cementados por un fino agregado de cuarzo en mortero. Este feldespato es en general de tipo ortosa con síntomas de micro-

clinización; con frecuencia esta muy partitizado y rodeados de una aureola de Albita con intercrecimientos mirmequiticos abundantes, todo ello con secuencia de un proceso de albitización muy generalizado. El feldespató alcalino es también un constituyente esencial de la matriz en agregados procedentes de trituración en perfecta continuidad con las glándulas y en la forma que antes hemos mencionado al hablar de la matriz.

La plagioclasa aparece principalmente relegada a la matriz, con una composición de $An_{10} - A_{15}$ sin zonar, y también en cristales idiomorfos incluidos en el Feldespato alcalino o como megacristales aunque estas formas son menos frecuentes. En este caso suelen aparecer zonados y su composición es la de una oligoclasa acida ($A_{15} - An_{20}$).

El cuarzo es también componente casi exclusivo de la matriz recrystalizando en agregados lenticulares muy estirados que dibujan la foliación o formando un mosaico con los feldespatos, según vimos

al describir las texturas; como es obvio suele presentar extinción ondulante y maclado mecánico.

Los minerales félicos aparecen en proporciones muy reducidas en un máximo del 15% para los ortoneises de Aceuchal mientras que en las otras localidades llegan incluso a no sobrepasar el 5% y siempre formando parte de la matriz. El ferromagnesiano dominante es la biotita rica en hierro y de color castaño-verdoso en las variedades de Aceuchal y castaño-rojizo para las variedades de Almendralejo y Ribera del Fresno-Llera. En cualquier caso se presenta en agregados fusiformes orientados que dibujan la foliación, suele aparecer parcialmente alterada a clorita y con inclusiones de zircón. La moscovita que aparece solo en la formación Ribera del Fresno-Llera en relación con la biotita y en cantidades subordinadas. El anfíbol componente importante y siempre presente en la formación de Aceuchal está totalmente ausente en Ribera del Fresno-Llera y hay solo como trazos en Almendralejo; se trata de una hornblenda de verde que aparece en cristales más o menos desarrollados íntimamente ligada a la biotita.

Los minerales accesorios más abundantes y variados aparecen en Aceuchal donde además de zircón (idomorfo y zonado incluido en biotita) aparecen esfena y alanita en relación con biotita-anfibol.

En esta descripción hemos hecho referencia casi exclusivamente a las facies glandulares. Las facies equigranuladas de grano fino muestran en general un carácter más leucocrático en los cuales los componentes félsicos no pasan del 5% y lo común son cantidades muy inferiores. Por lo demás la composición es análoga a la que podríamos considerar como matriz de las facies glandulares.

b₂. - Barcarrota y facies graníticas incluidas en granitos tardíos.

Las características texturales de este grupo corresponden en líneas generales a las de facies de grano grueso panalotriomorfa con evidentes síntomas de trituración y con orientación planar más o menos desarrollada y no siempre perceptible microscópicamente, pero que da macroscópicamente un aspecto gneisoide a la roca.

Los tipos petrográficos que los integran, así como sus paragenesis mineralógicas respectivas quedan distribuidas como a continuación se indica:

El macizo individualizado de Barcarrota, según Bard y Fabriés (op. cit.), está constituido fundamentalmente por facies dioríticas y tonolítica y facies graníticas alcalinas subordinadas. Las paragenesis mineralógicas estan representadas respectivamente por:

- 1) Cuarzo + Plagioclasa ($An_{20} - A_{30}$) + Feldespato alcalino (ortosa albitizada y microclinizada) + Biotita (castaño rojiza) \pm Moscovita.
- 2) Cuarzo + Feldespato alcalino (ortosa muy peritica) + Biotita (castaño-verdosa) + Anfíbol verde + Zircón + Oxidos metálicos.

Las facies trituradas y reorientadas relacionadas con los granitoides post-fase II presentan unas características composicionales en estrecha relación.

con los granitos hospedadores descritos en el último apartado y sobre todo con los tipos de dos micas. Los tipos petrográficos corresponden fundamentalmente a una granodiorita de dos micas de tendencia lencocrata cuyas paragenesis mineralogicas estan representadas por:

- 1) Cuarzo + Feldespato alcalino (ortosa microclinizada) + Plagioclasa ($An_{20} - An_{35}$) + Biotita (castaño-rojizo) + Moscovita + Zircón + Apatito.
- 2) Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclasa (An_{30}) + Biotita (castaño-rojiza) + Minerales aluminicos (cordierita) ± Andalucita ± Granate + Zircón + Apatito.

La paragenesis 1) es la común dentro de las facies reorientadas de la mayoría de los batolitos -Montanchez, Mérida, Los Pedroches y S. de Jerez de los Caballeros- mientras que la paragenesis 2) es la correspondiente, según Corvettge 1971, a las facies ortoneicas de Alburquerque y Araya.

En general cualquiera que sea el tipo de paragenesis los feldespatos son siempre minerales anticinematicos, lo cual se pone de manifiesto en la trituración en mayor o menor grado de los mismos o en la deformación de sus elementos geométricos. De esta forma el Feldespato alcalino (ortosa microclinizada y o albitizada) aparece bien triturado parcialmente o fragmentos cementados por un fino agregado de cuarzo en mortero. La plagioclasa presenta cuando menos los planos de macla muy distorsionados y acuñados. En estos minerales y en el cuarzo es donde se pone de manifiesto principalmente el caracter cataclástico de los materiales. El cuarzo además de aparecer fuertemente deformado (extinción ondulante etc.) aparece en agregados de bordes suturados recrystalizados en formas más o menos lenticulares que definen la foliación. Así mismo los materiales fémicos en particular y las micas pueden ser antecinemáticas mostrando las estructuras correspondientes (extinciones flexuosas, "kink band") o bien ser sincinemáticas y recrystalizando blasticamente en agregados claramente orientados en la dirección de los esfuerzos. En este sentido la bio

tita es principalmente antecinemática mientras que la cristalización de moscovita es fundamentalmente sincinemática.

2) LOS GRANITOIDES TARDIOS

a) Su distribución y forma de yacimiento.

Los granitoides tardíos forman la mayoría de los grandes batolitos de la región -Los Pedroches, Mérida, Montánchez, Alburquerque y Cabeza de Araya- pero también aparecen en macizos de dimensiones menores, dando lugar a complejos graníticos -complejo entre Jerez de los Caballeros y Fregenal de la Sierra-. En ambos casos se disponen en cuerpos alineados según las grandes estructuras:

Cáceres-Los Pedroches

Olivenza - Monasterio

Con siempre intrusivos en los materiales paleozoicos epizocales y discordantes a pequeña escala con

las estructuras de los mismos, produciendo en general una aureola de metamorfismo térmico de dimensiones variables, se trata por tanto de macizos circunscritos.

b) Características petrográficas.

En general muestran un caracter plurifacial muy marcado tanto desde el punto de vista composicional como textural. Las diferentes unidades graníticas responden a dos grupos fundamentales:

b₁) Granitoides de dos micas.

b₂) Granitoides de biotita dominante.

b₁. - Granitoides de dos micas.

A este grupo corresponden los batolitos de Montánchez, Cabeza de Araya (Corretge op. cit.), Alburquerque, el extremo Norte del batolito de Los Pedroches, y una serie de afloramientos de pequeñas dimensiones al S. de Jerez de Los Caballeros (Localidad de Valuenga - Puente Viejo - Los Remedios, etc.)

Los tipos petrográficos varían entre granitos y tonalitas, pero el término dominante es una granodiorita de carácter leucocrato, cuya composición viene determinada esquemáticamente por dos paragenesis:

- 1) Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclase + Biotita + Moscovita + Apatito + Zircón + Turmalina + Oxidos metálicos.
- 2) Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclase + Moscovita + Biotita + Minerales aluminicos (+ cordierita + andalucita + sillimanita) + Granate + Zircón + Turmalina.

La paragenesis de tipo 1) corresponde al batolito de Montánchez la parte N. del macizo de los Pedros y los macizos graníticos del SE de Jerez de los Caballeros, en los cuales los minerales aluminicos no aparecen o solo lo hacen muy esporadicamente y como trazas (sillimanita y granate unicamente). La paragenesis 2) representa de forma esquematizada la

composición de Alburquerque y Araya (Corretge 1971).

En líneas generales y según Corretge (op. cit.) el feldespató alcalino (ortosa microclinizada y partitizada) es dominante en líneas generales en los granitoides de Araya (paragenesis 2), mientras que la plagioclasa domina sobre el Feldespato alcalino en los cuerpos graníticos representados por la paragenesis 1.

La plagioclasa es ligeramente más ácida en 2) oscilando entre los términos Albita-oligoclasa -aunque los valores más frecuentes oscilan entre los términos de oligoclasa- mientras que las plagioclasas de 1) son terminos entre oligoclasa-Andesina ($An_{25} - An_{35}$) con valores más frecuentes también de Oligoclasa. En cualquier caso la plagioclasa es idiomorfa o subidiomorfa y zonada mientras que el feldespató alcalino varia de alotriomorfo a subidiomorfo con frecuencia partitizado.

Los restantes minerales aparecen en proporciones y

con características análogas en los dos tipos de paragenéticos. Así el cuarzo en ambos casos es en su mayor parte intersticial en agregados o en monocristales. Aparece también incluido en otros minerales Feldespato alcalino y plagioclasa y en estructuras mirmequíticas. Biotita y moscovita aparecen en proporciones análogas en placas subidiomorfas; la primera alterada, a clorita y con numerosas inclusiones de zircón. La segunda bien en cristales individuales o relacionada con la biotita.

En cuanto a las características texturales y estructurales son como a continuación se indica:

Los macizos del SE de Jerez de los Caballeros son rocas de textura muy homogénea en general de grano medio subidiomorfo (plagiidiomorfa) y con carácter equigranular. Hay facies de tipo cataclástico muy acusado y con reorientación grosera (concretamente en la localidad de El Tablado) que da un cierto carácter gneissoide a la roca. Aparecen ocasionalmente facies micrograníticas con granate accesorio.

Por el contrario las variaciones texturales en Montánchez, y Albuquerque son muy marcadas. Corretge (op. cit.) pone de manifiesto la existencia de una serie de facies texturales diversas para Araya y batolitos análogos según el autor a los que aparecen en Albuquerque. En este sentido se citan facies porfídicas (con mayor o menor diferencia entre feno cristales y matriz), con matriz de tamaños de grano de medio a grueso y granitos de grano grueso equigranulares, microgranitos, granitos aplíticos y facies cataclásticas y ortoneisicas. En el batolito de Montánchez la variedad textural es análoga repitiéndose practicamente los mismos tipos que los establecidos para el macizo de Araya incluidas las facies ortoneisicas y cataclásticas que como en el caso anterior no muestran contacto neto con las facies graníticas no modificadas.

b₂.- Granitoides con biotita dominante.

Dentro de este grupo quedan englosados el gran batolito de Los Pedroches (a excepción de su extremo Nor

te) el conjunto granítico de Burguillos - Valencia del Ventoso (conjunto constituido por cuatro macizos graníticos en la hoja de Jerez de los Caballeros) y el batolito de Mérida, aunque las características de este último están a caballo entre los dos grupos petrográficos.

Los tipos petrográficos varían entre granitos calcálicos y tonalitos, aunque el tipo más común es una granodiorita mesocrata. Sin embargo en todas ellas suelen estar presente facies de tipo más alcalinos y leucocráticos aunque en proporciones subordinadas.

Así mismo las facies tonalíticas y dioríticas suelen estar también siempre representados. En el batolito de Mérida y en el complejo de Burguillos - Valencia del Ventoso, estas facies dioríticas están en relación con rocas calcáreas y fenómenos de skarn presentando en general perceptible estratificación.

Estos motivos hacen logico suponer que estas facies dioriticas sean debidas a un proceso de asimilación del material calcareo encajante por el material granítico que queda así contaminado. Estos fenomenos estan totalmente ausentes en el batolito de Los Pedroches donde las facies dioriticas es grano fino, también aparecen y en este caso podrían corresponder a los predecesores más básicos del conjunto granítico. Por último es interesante señalar la existencia de facies hipovolcanica de tipo doleritico e incluso gabroide (en el conjunto de Burguillos - Valencia del Ventoso) en filones en unos casos anteriores y otros posteriores al conjunto granítico.

Las paragenesis mineralogicas que caracterizan este grupo petrográfico son:

- 1) Cuarzo + Plagioclasa + Feldespato alcalino + Biotita + Noscovita + Zircón + Apatito + Oxidos metálicos + Turmalina.
- 2) Cuarzo + Plagioclasa + Feldespato alcalino + Bio

tita \pm Moscovita \pm Anfíbol \pm Clinopiroxeno \pm Allanita \pm Zircón \pm Esfena \pm Apatito \pm Oxidos metálicos.

A la paragenesis 1) corresponde la composición dominante del batolito de Los Pedroches mientras que la 2) es la correspondiente al complejo de Burguillos - Valencia del Ventoso y al batolito de Mérida aunque entre estos dos conjuntos hay variaciones composicionales que señalaremos.

El cuarzo es abundante de tipo intersticial y ocasionalmente aparece incluido en otros minerales. La Plagioclasa es en general zonada y en la mayoría de los casos idiomorfa o subidiomorfa pudiendo aparecer incluida dentro del feldespató alcalino. La composición media más frecuente de las mismas en los diferentes conjuntos graníticos es análoga entre los terminos de la Andesina y variando en sus extremos entre An_{20} - An_{50} (entre oligoclasa - Andesina básica).

El feldespato alcalino es en general alotriomorfo e incluye con frecuencia otros minerales (mica, plagioclasa). Corresponde a ortosa o microclina con mayor frecuencia la primera, mostrando una ligera partitización.

El mineral fémico dominante es la biotita en general en cristales bien desarrollados idiomorfos o subidiomorfos, de color castaño-rojizo, en el Macizo de Los Pedroches, y castaño verdoso en el complejo Burguillos-Valencia del Ventoso. En cualquier caso presenta abundantes inclusiones de zircón y la alteración parcial a clorita es frecuente. La moscovita aparece solamente en el batolito de Mérida en proporciones subordinadas a la biotita estando ausente en los restantes afloramientos.

El anfíbol aunque en proporciones subordinadas a la biotita es un constituyente mafico casi constante en el complejo Burguillo-Valencia del Ventoso y

en el batolito de Mérida, mientras no aparece en el batolito de Los Pedroches. Presentan las características de una hornblenda verde-parda en Burguillos-Valencia del Ventoso y de una hornblenda más actinolítica en Mérida y por lo general aparece asociada a la biotita. Por último el clinopiroxeno aparece en proporciones accesorias y únicamente en el complejo de Burguillos- Valencia del Ventoso, estando siempre en relación con el anfíbol que suele constituir la zona externa del cristal de clinopiroxeno.

En lo que respecta a los minerales accesorios comunes sus características son siempre análogas, mostrando siempre un marcado idiomorfismo y apareciendo incluidos dentro de los restantes componentes.

Las características texturales son en conjunto bastante constante. Lo más frecuente son facies de grano medio a grueso con tendencia equigranular subidiomorfa (plagiidiomorfa). Hay facies inequigranulares (cristales de Feldespato de mayor tamaño) pero sin llegar a constituir una verdadera textura porfi

dica. Son frecuente la facies microgranítica aplítica de composición en general más alcalina con moscovita dominante.

Por último en Los Pedroches y Mérida aparecen facies trituradas y reorientadas más o menos groseramente que dan carácter neísico a la roca y de composición análoga, donde cuarzo recristalizado, micas y en otro caso anfíboles con fuertes estructuras de deformación y reorientados definen la foliación. Este tipo de textura de origen tectónico no aparecen en absoluto en el complejo de Burguillos Valencia del Ventoso, pero si se han encontrado facies de borde con orientación debida y laminación ígnea.

CONSIDERACIONES GENERALES. =====

A grandes rasgos los granitoides de este sector de Extremadura se podrían considerar en su casi tota-

lidad, y al revés que en el NW de España (Capdevila y Floor 1970) de carácter calcoalcalino. Sin embargo un análisis detallado de lo anteriormente expuesto pone de manifiesto la existencia de variaciones composicionales para los granitoides de este sector y que se hace más clara al considerar todo el conjunto granítico de Extremadura.

Los únicos tipos de granitos que se pueden considerar de carácter claramente alcalino, son los granitos precoces en relación con el eje metamórfico Badajoz-Córdoba; carácter que va haciéndose menos acusado hacia los afloramientos situados más hacia el Sur de este eje (Ribera del Fresno-Llera).

Estos granitos son a su vez los más antiguos, aunque emplazados en general (salvo quizás el caso de Acouchal, probablemente anteriores o sin fase I) con posterioridad a la fase alga sin metamórfica (F_1). Teniendo estos aspectos en cuenta y salvando algunas diferencias, podrían equipararse a las leucogranodioritas tempranas de Galicia (G_2) (Capdevila y Floor 1970).

El resto de los granitos o facies graníticas anteriores a la II fase muestran características composicionales diversas y menos claramente alcalinas. Las facies reorientadas o gneisicas incluidas dentro de los batolitos de Extremadura Central, Montánchez, Araya (Araya y Mérida) Alburquerque y Mérida; íntimamente ligadas en composición al conjunto granítico no deformado pueden ser consideradas como veremas como alcoalcalinos pero de tendencia alcalina. El macizo de Barcarrota, ya más hacia el dominio Sur de Extremadura son de carácter claramente calcoalcalino. Como hemos señalado en apartados precedentes el emplazamiento de estos granitoides se realizó sin duda con posterioridad a los del eje metamórfico Badajoz-Córdoba y quizás podrían considerarse desde este punto de vista como equivalentes a los granitos calcoalcalinos de Galicia deformados por la tectónica regional (Floor, Kisch y Oen, 1979).

Dentro de los granitoides posteriores a la II fase hay diferencias de interés. Así los granitoides de

dos micas, que en su mayor parte a excepción de los pequeños afloramientos del S. de Jerez corresponden a las formaciones de Extremadura Central -sector Norte de Los Pedroches, Montánchez, Araya y Albuquerque- muestra caracteres petrográficos y de yacimiento (ver apartado correspondiente) hibridos entre los correspondientes a los granitoides de la serie alcalina y calcoalcalina de Capdevila y Floor (op. cit. pag.). En este sentido Corretge 1971 pone cierta tendencia alcalina para el batolito de Araya que compara en este sentido con Albuquerque y Trujillo. Las analogías entre estos batolitos y los de Montánchez y N de Los Pedroches es manifiesta, por este motivo creemos que los granitoides de Extremadura Central forman un conjunto de carácter calcoalcalino, pero de carácter mucho menos básico que los del resto de la provincia Extremeña; o lo que es lo mismo con una ligera tendencia alcalina.

Por el contrario los cuerpos graníticos incluidos dentro del grupo con biotita dominante -a excep-

ción del batolito de Mérida- es decir, el complejo de Burguillos- Valencia del Ventoso y Los Pedroches (menos su extremo norte) comprendidos dentro de la zona sur de Extremadura- muestran características (ver apartado correspondiente) en todo análogas a los tipos calcoalcalinos de Capdevila y Floor op. cit., es decir de tipo granodiorita tardía (G_4) de estos autores. El batolito de Mérida aunque a grandes rasgos pueden englobarse dentro de este tipo, en numerosos aspectos (existencia de facies cataclásticas, gneisoides; presencia de moscovita y carácter mas leucocrato en general) muestra cierta relación con los granitos menos básicos del conjunto anterior.

En cuanto al emplazamiento de ambos conjuntos, posterior siempre a la II fase, podríamos insinuar un carácter más tardío -una edad más joven- para los granitoides con biotita dominante - es decir, las del sector Sur- mientras que los incluidos dentro del conjunto de dos micas -Extremadura Central- se habrían emplazado con anterioridad. Esta hipótesis

se basa en el hecho por una parte de la presencia de facies gneisicas o reorientadas -deformados por tectónica regional- en estos últimos.

Por otra parte en el batolito de los Pedroches, el extremo N (correspondiente a las variedades de dos micas menos calcoalcalinas) es englobado por el resto del batolito de caracter como hemos visto marc
amente calcoalcalino.

Haciendo lo ya expuesto extensivo a toda la región de Extremadura y teniendo en cuenta las observaciones de autores (Corretge, op. cit., para Extremadura Central y Bard y Fabriés, op. cit., para Sierra Morena) cabe concluir:

- a) Existe en esta región una variación composicional de los granitos en relación con su distribución temporal y espacial (geográfica).
- b) La variación temporal se realiza en líneas generales en el sentido de un aumento progresivo del ca

racter calcoalcalino hacia los granitoides más recientes; de esta forma los cuerpos graníticos más antiguos (los menos representativos en volumen) son de tipo alcalino mientras que los cuerpos más jóvenes son de caracter calcoalcalino muy marcado.

c) La variación composicional con respecto a la distribución geográfica es de tal forma que se puede hablar de dos sectores graníticos diferentes:

- 1) Sector Sur de Extremadura donde los representantes graníticos muestran en general un caracter calcoalcalino marcado -equiparables en conjunto a las granodioritas tardías de Capdevila y Floor op. cit.- y
- 2) Sector Central, donde el caracter calcoalcalino esta en conjunto atenuado y que podría ser equiparado a los granitos alcalinos de dos micas y megacrístales de Galicia (G_3), pero con un caracter alcalino mucho menos marcado que los de esa región.

d) De lo expuesto en el apartado c) cabe pensar en una diferencia petrogenética entre ambos sectores. De forma hipotética se puede suponer que el conjunto granítico del sector Central, dado su carácter composicional sería el resultado de anatexia por metamorfismo, relativamente a poca profundidad, (Co_{rr}retge op. cit. considera este origen para el batolito de Araya) mientras que el conjunto granítico del sector Sur estaría ligado a un origen cortical zonas corticales más profundas.

METAMORFISMO.
=====

En general las series en este trabajo establecidas presentan las características de materiales transicionales entre diagenesis tardía y epimetamorfismo -esquistos verdes-. Solo en dos sectores estos materiales se encuentran afectados por un metamorfismo de mesozona:

- 1) La banda metamorfica Badajoz-Cordoba y
- 2) El domo metamorfico de Las Mayorgas -nucleo anticlinal del mismo nombre-.

EJE METAMORFICO BADAJOZ-CORDOBA.
=====

Los materiales metamorficos comprendidos bajo esta denominación forman una banda estrecha (15-20 km.) alineada NW-SE, que se extiende desde la frontera portuguesa (región de Elvas-Portalegre) hasta el Norte de la Provincia de Cordoba (región de Villavii

ciosa de Cordoba). En esta monografía se ha estudiado únicamente el segmento comprendido entre Almen-dralejo y Azuaga, es decir entre la depresión del Guadiana (Tierra de Barros) y la cobertera reciente del Rio Zujar.

Los afloramientos de esta banda aparecen de forma aislada y esporadica bajo una cobertera reciente, dando lo cual resulta difícil hacer una reconstrucción de la secuencia metamorfica-estratigrafica. En conjunto esta secuencia esta integrada fundamentalmente por una serie de materiales de origen detrítico, con la excepción de un nivel básico y una serie de cuerpos graníticos neisificados y distribuido a lo largo del eje y hacia la base de la formación detrítica. De forma aproximada se puede por tanto establecer una secuencia metamorfica que de techo a muro estaría formada por los siguientes tramos:

- 1) Tramo esquistoso superior.
- 2) Tramo de anfibolitas.
- 3) Tramo medio de esquistos y neises finos.
- 4) Tramo inferior de gneises glándulares y ortoneises asociados.

Los dos niveles (1 y 2) superiores solo afloran como material metamorfizado entre Villafranca de Los Barros y Ribera del Fresno, donde además aparece el tercer tramo y hacia la base del mismo afloran también los ortoneises pero no las facies detríticas glandulares. Por el contrario los niveles 3 y 4 aparecen ampliamente desarrollados entre Llera y Valencia de las Torres.

Tramo esquistoso superior.

Este tramo esta en general poco desarrollado y en muchos casos no aparece metamorfizado. Esta constituido fundamentalmente por esquistos cuarzofel-despaticos con micacitas subordinadas. Los primeros estan constituidos por un entramado cuarzofel-despatico equigranular o inequigranular (facies de tendencia micrograndular) cuya foliación (esquistosidad de flujo sin- F_1) queda definida por los minerales micaceos, que en las micacitas dan una tex

tura lepidoblastica marcada. En los niveles con mica dominante y aún en las variedades de tendencia microglandular se observa con claridad como la foliación (sin F_I) esta afectada por esquistosidad de fractura F_{II} dando lugar a crenulación de los agregados micaceos

Las paragenesis mineralogicas estan representadas por:

1) Para las facies equigranulares.

Cuarzo + Albita + Biotita + Moscovita \pm Clorita

2) Para las facies de tendencia microglandular

Cuarzo + Feldespato alcalino + Albita (An_{10}) +
Biotita + Moscovita \pm Clorita + Epidota

La unica diferencia entre ambos es como vemos la existencia de feldespato alcalino en las facies microglandular. Este feldespato alcalino aparece unicamente formando los ojos o glandulas (en tamaño de alrededor de 1 mm) y es siempre claramente ante

metamorfico. Para hacer esta afirmación nos basamos por una parte en una serie de observaciones de carácter petrográfico, es una ortosa albitizada en parches y en bordes que aparece en general claramente envuelta por la foliación en cristales girados y con sombras de presión; en muchos casos aparece triturado y recrystalizado en la blastesis metamorfica en un fino agregado de cuarzo y albita conservando la forma del antiguo cristal o bien las lineas de fractura son aprovechadas para la cristalización de minerales micaceos que envuelven los fragmentos diferentes y en los que la extinción común revela la naturaleza de un antiguo cristal unico. Por otra parte además de estas características puramente petrográficas, hemos de hacer mención a la inestabilidad del mismo como mineral metamorfico en una facies, como veremos más adelante entre final de esquistos verdes y comienzo de anfibolitas. Características petrográficas similares de tamaño (en cristales alrededor de 1 mm) y disposición estructural, muestran también algunos cristales de plagioclase y cuarzo; Los primeros sericitizados y los segundos con macla

racter fundamentalmente detrítico grosero.

Tramo de anfibolitas-rocas básicas-

En este tramo se distinguen dos tipos de anfibolitas de texturas marcadamente diferentes: a) textura granoblástica sin ninguna orientación mineralógica y donde texturas ofítico-diabásicas residuales de rocas ígneas son claramente perceptibles. b) Textura nematoblástica puesta de manifiesto por la alineación de los prismas de anfíbol; a ello va asociado un bandeo composicional que puede ser indicativo de reliquia de una estructura sedimentaria original.

La paragenesis mineralógicas esta representadas en ambos casos por:

Plagioclasa (An_{35-45}) + Anfíbol (hornblenda verde) + Granate ± Cuarzo ± Epidota + Titanita + Apatito

Sin embargo aunque estos minerales son en general comunes a ambos tipos texturales hay diferencias en

cuanto a las proporciones en que aparecen algunos de ellos y a sus características composicionales.

Así en las anfibolitas con texturas igneas residuales el cuarzo no aparece o es accesorio; la plagioclasa, siempre zonada, presenta una composición entre An_{35} - An_{40} la epidota está usente y por el contrario es abundante la titanita. En las anfibolitas de textura nematoblástica, por el contrario, el cuarzo es mineral muy abundante; la plagioclasa no está nunca zonada y es de composición algo más acida.

Los minerales comunes de características análogas son anfibol y granate. El primero varia en color de hornblenda verde en formas prismáticas bien desarrolladas que en el caso de los paraanfibolitas señalan la lineación. El granate aparece en blastos en la mayoría de los casos bien desarrollados que algunas veces engloban cristales de anfibol concordantes con la lineación general de los mismos.

Por tanto de las características texturales y mineralógicas cabe deducir que en este tramo de anfibolitas esta constituido fundamentalmente por ortoanfibolitas -probablemente antiguas microdo-
leritas- a las que estan asociadas facies de origen sedimentario -paranfibolitas-

Tramo medio de esquistos y neises finos.

Esta serie de gran potencia esta constituida en gran parte por esquistos micaceos con intercalaciones subordinadas de neises de grano fino y acintados que son más abundantes hacia la base de la formación.

Los esquistos micaceos presentan una textura lepidoblástica definidas por los elementos micaceos (moscovita + biotita), que dibujan la foliación (sin- F_1); crenulada por F_2 en los niveles superiores.

do mecánico evidente. Creemos por tanto que hay argumentos suficientes para considerar que en las facies microglandulares los minerales que por su mayor tamaño dan la característica textural de la roca (ortosa, plagioclasa, y cuarzo) corresponden a materiales sedimentarios residuales.

Los esquistos cuarzofeldespaticos y micacíticos que no presentan este aspecto microglandular presentan no las mismas características composicionales y texturales que lo que pudieramos llamar "la matriz metamorfica" de la facies microglandulares. En ellas el cuarzo es el mineral lencocrato dominante con gran diferencia sobre los cristales esporádicos en general de Albita (An_{5-10}) y ambas dominantes sobre las micas (moscovita y biotita fundamentales y restos de clorita subordinada) en las variedades cuarzofeldespaticas y a la inversa.

Este nivel hay que considerarlo por tanto como constituido por una serie de origen sedimentario de ca-

Los minerales leucocratos se disponen en agregados de formas lenticulares estirados o en cristales individuales de mayor tamaño en bandas intercaladas con las micas según aumenta el metamorfismo.

Los niveles de gneises intercalados en general hacia la base muestran las características texturales de una mayor reorganización. Presentan en general textura granoblástica equigranular dado por los minerales leucocratos en general orientados, la foliación queda definida por las micas en finas bandas alternantes.

Las paragenesis mineralógicas están representadas por:

Para los esquistos micaceos.

Cuarzo + Plagioclasa ($An_{15} - A_{20}$) + Moscovita + Biotita + Zircón + Apatito.

Para los neises.

Cuarzo + Plagioclasa ($An_{15} - An_{25}$) + Ortosa + Moscovita + Biotita + Apatito + Turmalina.

La plagioclasa es mineral subordinado y más ácido en las facies metapelíticas, mientras que en las facies cuarzofeldespáticas además de ser más abundante esta más desarrollada, presenta un mayor idiomorfismo y es algo más calcica. El feldespato alcalino que aparece en los tramos gneisicos esta siempre en proporciones muy reducidas, concentrándose de forma irregular en algunos sectores de la roca mientras la mayoría de la misma esta libre de feldespato alcalino. No forma cristales individuales sino que por lo general esta sustituyendo parcialmente a la plagioclasa. Teniendo en cuenta estas observaciones y el hecho de la proximidad de estos materiales a rocas de tipo granítico, parece lógico suponer que el feldespato alcalino es debido a la interacción de este material granítico.

Tramo inferior de neises glandulares y ortoneises asociados.

El conjunto de tipo ortoneis aparece a lo largo de todo el sector entre Aceuchal y Llera (afloramiento de Aceuchal, Ribera del Fresno y Llera), mientras que el conjunto glandular de tipo paraneis aparece completo solamente en la región entre Llera y Valencia de Las Torres, aunque en las proximidades de Villafranca de Los Barros se encuentra aflorando parte de este material.

Las características petrográficas en los afloramientos de ortogneises (ver apartado de granitos precoces) son bastante constantes. Muestran en general texturas marcadamente filonítica, siendo comunes las facies inequigranulares de carácter porfidico, que da aspecto glándular a la roca. Los megacristales, exclusivamente feldespaticos, son siempre antecine máticos y están englobados por una matriz constituida fundamentalmente por un agregado granoblástico de cuarzo y feldespato.

La paragenesis mineralogica está representada por:

Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclasa ($An_{15}-An_{20}$) + Biotita + Anfíbol + Moscovita + Zircón + Apatito + Oxidos metálicos.

Son en general tipos muy leucocratos ya que los componentes máficos no representan más del 15% de total y en la mayoría de los casos esta cifra es muy inferior.

El feldespato alcalino forma mayoría de los megacristales y aparece también en la matriz. En el primer caso su caracter antecinemático se pone de manifiesto en sus formas estiradas y fracturas; a veces cementadas por un fino agregado de cuarzo; suele estar partitizado y en general muestra una aureola de Albita. Estos cristales deformados estan en continuidad con un agregado granoblástico (de cristalización en su mayor parte sincinemática) de la matriz.

La plagioclasa esta relegada sobre todo a la matriz pero ocasionalmente aparece también como megacrystal antecinemático, muy deformado.

El resto de los minerales están relegados a la matriz en gran parte recrystalizada en el proceso blastomilonítico (producido por F_2 posterior en gran parte a la fase F_1 simetamorfica) y en algunos casos en el proceso metamórfico (sin- F_1). La foliación resultante en cualquier caso queda dibujada por los minerales máficos y por el cuarzo lenticular recrystalizado.

En cuanto al conjunto glándular de tipo paraneis, las características petrográficas, que se muestran en el afloramiento más completo -entre Llera y Valencia de Las Torres-, son las que a continuación se indican:

Tanto desde el punto de vista macroscopico como microscopico, se pone de manifiesto la existencia de una grano selección marcada. Las facies glandulares varían desde grano muy grueso (con ojos feldespáticos de varios cms.) a grano fino (ojos de 1 y 2 mm.) y muy fino (prácticamente de tipo pelítico, con glándulas esporádicas de tamaño inferior a 0,5 mm.) intercalados hacia la base de la misma. Presentan siempre una textura glandular muy marcada, con las glándulas (al contrario que el caso de los ortoneises) muy individualizados y separados en discontinuidad muy evidente con la matriz muy micacea y fina.

En esta matriz, muy replegada, se observa como la foliación metamorfica F_1 ha sido afectada por esquistosidad de fractura F_2 .

En cualquier caso la paragenesis mineralogica esta representada por:

Cuarzo + Feldespato alcalino + Plagioclase ($An_{15}-An_{20}$) + Biotita + Moscovita + Granate + Distena + Sillimanita + Apatito + Zircón + Turmalina.

Los ojos o glandulas están en la mayoría de los casos formados por megacrístales de feldespato (ortosa albitizada en los bordes y plagioclase), aunque su disposición con respecto a la foliación metamorfica que los envuelve, así como la presencia de sombras de presión, deformación (planos de macla en plagioclase distorsionados) y trituración parcial dan un caracter claramente antemetamorfico a los mismos. Aunque esporadicamente se han encontrado también glandulas formadas por agregados de plagioclase y cuarzo con sombras de presión y que pueden ser consideradas como fragmentos de rocas igneas más antiguas (fig.). Así mismo y con mayor frecuencia que en el caso anterior se encuentran glandulas formadas por agregados de cuarzo muy deformados; estas glandulas son de gran tamaño (2-3 cm) por lo cual son

perceptibles casi exclusivamente en la muestra macroscópica, por sus caracteres así mismo antemeta-morficos pueden interpretarse como fragmentos de cuarcita. (?)

La proporción de glandulas de feldespató alcalino se hace menor hacia los terminos de grano fino donde estan constituidos casi en la totalidad por plagioclasa.

Hacia los terminos pelíticos las glándulas feldes-páticas desaparecen no encontrandose sino esporadicamente aunque siempre con las características ya señaladas. Estas glándulas estan englobadas en una matriz muy oscura, esencialmente biotítica (biotita subordinada), con lenticulas de agregados de cuarzo muy replegados y estirados que en conjunto dibujan una foliación metamorfica (sin F_1) replegada por la esquistosidad de fractura F_2 . En ella quedan distribuidos además blastos de granate en gran parte rotos, diminutos blastos de distena y fibrolita o/y sillimanita. Mientras en las facies de grano grueso

estos tres minerales estan escasamente representados, sobre todo sillimanita y distena en las facies finas, de caracter pelítico, estan ampliamente representados, en blastos bien desarrollados que en general parecen sincronicos con la foliación F_1 pero que han sido deformados por la esquistosidad de fractura de F_2 .

Resumiendo las características de ambos conjuntos se ponen de manifiesto una serie de diferencias entre ambos que son los que nos han servido para a priori hacer una distinción entre los mismos:

En ortogneises

- a) No hay grano-selección.
- b) Las facies más marcadamente glandulares muestran una perfecta continuidad entre los bordes estirados de las glándulas (en su gran mayoría de feldespato alcalino) triturados y la matriz granoblástica y cuarzo-feldespática recristalizada en su mayor parte

en un proceso blastomilonítico.

c) La foliación de estos materiales es (F_{II}) -ya que en conjunto son posteriores a la fase F_1 sin metamorfica- solamente en el ortogneis de Aceuchal podría hablarse de verdadera blastesis metamorfica aunque no es muy evidente.

d) La composición del conjunto y sobre todo de la matriz como parte fundamental de comparación es de tipo marcadamente leucocrato (cuarzo feldespático).

e) No hay en absoluto minerales aluminicos y si anfibol y zircones idiomorfos (característicos de rocas ígneas ácidas).

En las facies de tipo paragneis:

a) Es evidente una grano-selección marcada.

b) Las glándulas (Feldespato alcalino y plagiocla-

sa esta ultima dominante en general, pero sobre todo hacia las facies de grano más fino) estan perfectamente individualizadas y son claramente antemetamorficas (origen residual detrítico) corroborado además por la presencia de fragmentos de probables rocas igneas antiguas y de cuarcitas (fig.18)

c) Foliación metamorfica (sin F_1) replegada por esquistosidad de Fractura (F_2).

d) La composición de la matriz es fundamentalmente fémica (Distena + Sillimanita).

e) Minerales aluminicos siempre presentes y muy abundantes en las facies finas de caracter pelítico más acusado, por el contrario nunca aparece anfíbol y los zirrones son redondeados.

Teniendo en cuenta estas observaciones parece bastante claro la clasificación ya establecida en cuanto a

la existencia de dos materiales de origen claramente diferente:

Facies de tipo ortoneis, corresponderían a granitos de tipo alcalino emplazadas en general con posterioridad a la fase algida del metamorfismo sin-F_1 (con la excepción probable de los ortogneises de Aceuchal, quizás sin-F_1 ?).

Facies de tipo paraneis, de origen claramente detrítico (metaconglomerados, metagrauwacas y meta-pelitas) que dadas sus características petrográficas, estamos de acuerdo con Bard (1967), pueden ser asimiladas a las facies "Olló de Sapo" de Galicia, pero de ningún modo de origen igneo como el citado autor las interpreta.

Tipo de metamorfismo.

El planteamiento sobre el tipo de metamorfismo trae implícito en este caso debido a la presencia de dis

tena (ausente en los restantes sectores metamorficos de Extremadura Bard 1967 y Fabriés 1963) la problemática sobre la existencia o no de un metamorfismo anterior al hercínico. En este sentido Bard (op. cit.) apunta la posibilidad de la existencia de un zocalo antiguo -tramo de gneises glandulares tipo "Ollo de Sapo"- afectado por un metamorfismo asintico.

En apoyo de esta idea, desde el punto de vista exclusivamente metamorfico, tenemos por una parte a) que la presencia de distena solo aparece en relación unicamente con la facies glándular de tipo "ollo de sapo" base de la serie metamorfica y por otra b) la presencia de este mineral siempre en relación con sillimanita -lo que podría suponer un polimetamorfismo-. Sin embargo la primera cuestión puede también resolverse considerando que toda la serie metamorfica ha sido afectada por un metamorfismo hercínico de mayor P que para el resto del metamorfismo de Extremadura, ya que la variación del

tipo de metamorfismo en una orogenia dependen de las condiciones de P y T en los diferentes sectores. En este sentido se puede asegurar que la presencia de distena en los niveles glandulares esta en perfecta concordancia con las características del resto de la serie metamorfica, puesto que la presencia de granate en las anfibolitas indica también -según Miyashiro 1961- una mayor influencia de la presión; es decir, de un metamorfismo próximo al tipo Distena-Sillimanita.

Por otra parte el hecho de que sillimanita y distena aparezcan juntas puede explicarse también dentro de un solo episodio metamorfico, en unas condiciones siempre dentro de la curva de equilibrio univariante de ambos minerales, o bien como supone Chinner (1961, pag. 377) dentro de una banda divariante -en amplia dependencia con relación de oxidación de la roca- en la que pueden estos en equi-

librio cianita rica en Fe con sillimanita pobre en Fe.

Por otra parte las características estructurales (como se ha visto) no muestra existencia de discordancia de ningún tipo entre los niveles superiores de esta serie y los inferiores en unos y otros, y aunque de forma local, se advierte como foliación sinmetamorfica F_1 es afectada por la esquistosidad F_2 de fractura produciendo crenulaciones en la textura lepidoblástica en el caso de los niveles esquistosos superiores y repliegue de la foliación en los gneises glandulares inferiores.

Teniendo en cuenta esta serie de argumentos creemos como más acertado suponer que los materiales del eje Badajoz-Cordoba han sido afectados por un solo episodio metamorfico en la orogenia hercínica bajo unas condiciones de mayor P (próximo al tipo Distena-Sillimanita) que para el resto del area Extremeña (de tipo Andalucita-Sillimanita).

Precisar las condiciones físicas -o lo que es lo mismo el tipo de metamorfismo fuera de lo dicho- resulta muy difícil debido sobre todo a la ausencia de paragenesis con minerales índices. Sin embargo hemos tratado de hacer una aproximación en este sentido, de forma que teniendo en cuenta nuestras paragenesis de rocas básicas, podemos valernos por un lado del gráfico de Winkler (1970) sobre estabilidad de este tipo de paragenesis. Teniendo además en cuenta la asociación distena-sillimanita de las facies glandulares (donde se alcanza el mayor gradiente metamórfico de la serie) podemos valernos de los distintos diagramas de punto triple, teniendo siempre en cuenta que nos movemos en condiciones de P y T por encima de este y en la curva univariante distena-sillimanita. De esta manera proyectando los diferentes valores calculado para el punto triple en el diagrama mencionado de Winkler y en el de Hietanen (1967) y siempre teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto sobre las paragenesis minerales en nuestro caso se ha llegado a los siguientes resultados:

El diagrama de Holdaway (1971) que implica unas condiciones de P y T muy moderadas (3,7 kb y 501° C) de punto triple no es valido para nuestro caso puesto que proyectado sobre el gráfico de Winkler (op. cit.) implicaría que unas paragenesis básicas como las nuestras $-An_{35} - An_{40} \pm$ Hornblenda- habrían de darse muy entrado el campo de estabilidad de la sillimanita, muy al contrario de lo que en nuestro caso sucede. Algo similar sucedería con las condiciones de punto triple deducidas por Hietanen (1967).

Por el contrario utilizando los datos de Richardson (1969) y Althaus (1969) en la proyección de Winkler, la paragenesis antes mencionada de nuestras anfibolitas es estable mucho antes de que aparezca la sillimanita como efectivamente sucede en nuestro caso. Estos valores llevado al gráfico de Hietanen (op. cit.) y teniendo en cuenta nuestra situación por encima del punto triple, nos indicarían que la banda metamorfica Badajoz - Cordoba se ha formado bajo unas condiciones de P y T entre las de tipo

Idaho y Banow.

Estadios que comprende la serie metamorfica y equivalencia estratigráfica.

Dentro del tipo de metamorfismo propuesto en el apartado anterior el conjunto metamorfico Badajoz-Cordoba representa una secuencia de metamorfismo progresivo que abarca desde la isograda de la biotita hasta la de la sillimanita. Este hecho se pone de manifiesto por las paragenesis mineralogicas en los distintos niveles:

- 1) Para la serie detrítica (sin tener en cuenta los minerales considerados en apartados respectivos como no metamorficos) superior, media e inferior respectivamente.
 - a) Cuarzo + Albita + Biotita + Moscovita + Clorita.
 - b) Cuarzo + Plagioclase ($An_{10} - An_{15}$) + Moscovita + Biotita.
 - c) Cuarzo + Biotita + Moscovita + Granate + Distena + Sillimanita + Plagioclase ($A_{10} - An_{15}$)

2) Para el nivel de anfibolitas -asociado al tramo medio detrítico-.

Plagioclasa (An_{35-40}) + Hornblenda verde + Granate + Epidota.

Según estas paragenesis se puede precisar que los materiales que integren esta secuencia están sometidos a un gradiente de variación metamórfica comprendido entre la subfacies superior de los esquistos verdes y la subfacies más alta de las anfibolitas almandínicas (según clasificación de Winkler 1967) o lo que es lo mismo entre los estadios superiores del estadio bajo y los superiores del estadio medio (según Winkler 1971). Hasta el nivel de anfibolitas los materiales metamorfeizados aflorantes (serie detrítica superior) se encuentran comprendidos entre la subfacies superior de los esquistos verdes (subfacies de cuarzo-albita-epidota-Almandino) y la subfacies más baja de las anfibolitas almandínicas (subfacies de estauralito-almandino). El nivel de anfibolitas y la serie detrítica media

corresponderían a la subfacies intermedia de las anfibolitas almandínicas (subfacies con Cianita-Almandino y Moscovita).

Por último en la serie detrítica inferior se encontraría en la subfacies mas alta de las anfibolitas almandínicas (subfacie de sillimanita - almandino-ortosa).

Para finalizar se hace un intento de correlación entre los materiales metamórficos aquí incluidos y sus equivalentes estratigráficos no metamorfizados.

Las características petrográficas de la serie detrítica superior -de carácter fundamentalmente metagrauwaquico o metaconglomerático- como hemos anotado en el apartado correspondiente, así como su posición estratigráficamente superior al nivel de anfibolitas nos hacen equipararlo a la serie de transición. Las rocas básicas y los materiales

detríticos medios asociados a estos, fundamentalmente metapelíticos son perfectamente equiparables al conjunto serie negra. Por último la facies serie detrítica inferior constituida por paraneises procedentes de metamorfismo de una secuencia detrítica de granoselección casi marcada -de tipo metaconglomerado a metagrauwaca fina- podría corresponder a una facies conglomerática de base de la serie negra.

DOMO METAMORFICO DE LAS MAYORGAS

Con esta denominación se agrupan los materiales metamor^uficos aflorantes en el núcleo de una estructura hercínica compleja. Esta estructura representa una antiforma (F_2) orientada NNE perfectamente dibujada por la alineación de calizas cámbricas entre Fregenal de la Sierra y Jerez de los Caballeros. Dentro de esta estructura las rocas metamor^uficas forman un domo de unos 20 Km^2 de extensión. El nombre ha sido tomado de un cortijo situado al E de la carretera Fregenal-Jerez, en dirección al embalse de Valuengo.

Los materiales que aquí afloran corresponden a una secuencia metamor^ufica constituida por rocas calcareas, anfibolitas ortoderivadas y una serie cuarzo-feldes^upática y cuarzo-pelítica ^udesquistos y gneises. La disposición estratigráfica de estos materiales es como a continuación se indica: Las rocas calcareas y un primer nivel de anfibolitas asociadas a estas inmediatamente por debajo, constituyen el techo de la formación.

A continuación inmediatamente por debajo hay un primer tramo de la serie cuarzo-feldespatica y pelítica, que esta constituida por una serie de esquisto fundamentalmente cuarzo-feldespaticos, con niveles micacíticos subordinados. El tramo inferior comienza con otro nivel de anfibolitas ortoderivadas intercaladas hacia los primeros tramos de una serie cuarzo-pelítica -gneises micaceos- en la base de la cual las intercalaciones de gneises cuarzo-feldespaticos son frecuentes.

1. Las rocas calcareas paraderivadas.

Dentro de este grupo se han incluido todas las rocas calcareas -calizas y rocas calcomagnesianas impuras- que constituyen el techo de la formación.

Texturalmente muestran una marcada homogeneidad, formando por regla general un mosaico granoblástico equigranudo. En las variedades calcareas más puras este mosaico esta constituido fundamentalmente por carbonado

to mientras que en las impuras lo es de cuarzo y plagioclasa; en las primeras es además muy marcado el caracter isotropico del carbonato y en las segundas en ocasiones se observa también orientación planar de anfiboles y micas.

Las paragenesis minerales encontradas responden a los siguientes tipos:

- 1) Calcita + Tremolita + Magnetita + ± Cuarzo
- 2) Calcita + Forsterita + Espinela + ± Serpentina
- 3) Calcita + Cuarzo + Plagioclasa (An_{40}) + Diopsido + Actinolita + Biotita + Magnetita
- 4) Cuarzo + Plagioclasa (An_{35}) + Hornblenda verde-azulada + Esfena + Biotita
- 5) Cuarzo + Plagioclasa (An_{35}) + Hornblenda verde azulada + Diopsido

Las tres primeras paragenesis corresponden a las rocas calcareas más puras, la paragenesis 4 es un termino transicional a las variedades más impuras representa-

das por las dos últimas paragenesis. Los terminos más ricos en cuarzo (más impuros) estan en relación con el nivel superior de rocas básicas ortoderivada (ver apartado inmediato). Mientras en las facies calcareas más puras las condiciones físicas vienen marcadas por la asociación tremolita + Calcita, en las facies más impuras estas mismas condiciones equivalen a calcita + diopsido. Ambas paragenesis suponen ya unas condiciones físicas correspondientes al "estadio medio" de Winkler (1970).

2. Las rocas básicas ortoderivadas.

Como ya se ha apuntado previamente existen dos niveles de anfibolitas ortoderivadas, uno superior inmediatamente por debajo de las calizas y asociado a ellas y otro asociado al nivel medio de esquistos con sillimanita.

Las características texturales en ambos casos son las de una roca granoblástica equigranular con texturas

igneas (ofíticas o diabásicas) residuales, muy claras en el caso del nivel superior y menos evidentes aunque también perceptibles en el inferior.

Las paragenesis mineralógicas son, para el nivel superior:

Plagioclasa zonada ($An_{30} - A_{35}$) + Hornblenda verde-azulada + Biotita + Epidota + Titanita.

Para el nivel inferior:

Plagioclasa zonada ($An_{40} - An_{50}$) + Hornblenda verde-parda + Cummingtonita

De este grupo hay que tener en cuenta para deducciones posteriores del tipo de metamorfismo la ausencia sistemática de granate. En este sentido hay que señalar además la asociación de la paragenesis de las anfibolitas superiores a los niveles calcareos con tremolita + calcita y diopsido + calcita y de las inferiores a los esquistos con sillimanita.

Los niveles de composición cuarzo-pelítica y cuarzo-feldespatica.

Se puede hablar de dos niveles fundamentales y de metamorfismo creciente: a) nivel superior fundamentalmente constituido por esquistos cuarzo-feldespaticos con micacitas subordinadas inmediatamente por debajo de las rocas calcareas y ortoanfibolitas asociadas; b) nivel inferior de caracter cuarzo-pelítico fundamental, con intercalaciones, hacia la base, de caracter cuarzo-feldespaticos formados por gneises y leptinitas.

a) Nivel superior de esquistos cuarzo-feldespaticos y micacitas.

Las características texturales más comunes de las rocas que integran este tramo, vienen definidas por los componentes claros. Estan formando una trama de cristales más o menos equigranulares de cuarzo y plagioclasa engranados entre los niveles finos de micas

de tendencia lepidoblástica; esta tendencia lepidoblástica adquiere el caracter de textura dominante en las facies más pelíticas aquí subordinada. Hay además facies intercaladas de caracter microglandular, en las cuales las glándulas son en la mayoría de los casos grandes cristales de microclina y de cuarzo en menor proporción; ambos presentan caracteres de mineral antemetamorficos residual como los ya expuestos para el eje metamorfico Badajoz-Cordoba.

En este tramo, donde las características sedimentarias residuales son todavía bastante claras, las características microestructurales ponen localmente de manifiesto la existencia de las dos fases mayores de plegamiento. Este hecho se refleja en la textura lepidoblástica (foliación metamorfica plano axial sin- F_1) plegada por esquistosidad de fractura (F_2) superpuesta.

Las paragenesis mineralogicas en este tramo son:

- 1) Cuarzo + Plagioclasa ($An_{15} - An_{20}$) + Biotita + Moscovita + Granate + Turmalina + Zircón + Magnetita
- 2) Cuarzo + Plagioclasa (An_{15-20}) + Microclina + Biotita + Moscovita + Granate + Turmalina + Zircón + Apatito + Magnetita.

La plagioclasa aparece casi siempre formando parte del mosaico cuarzo-feldespatico y solo ocasionalmente como megacrystal residual de las facies microglándulares. La microclina forma por una parte la mayoría de los megacrystales residuales de estas facies. Sin embargo se da la dualidad de que la trituración parcial o total de estos cristales da lugar a recristalización sinmetamorfica de nueva microclina, a diferencia de la anterior, de superficie muy limpia y en agregados granoblásticos de menor tamaño, que coexiste con la residual. Este hecho es muy de tener en cuenta para las consideraciones sobre el tipo de metamorfismo.

Hay que señalar que el granate aunque siempre en pro-

porciones accesorias es un componente muy frecuente en estas paragenesis, apareciendo siempre en pequeños blastos con formas lobuladas y deficientemente definidas lo que supone un bajo grado de estabilidad.

Para finalizar hay que recalcar en el marcado carácter detrítico original y fundamentalmente grosero de este tramo que puede considerarse como constituido por metagrauwacas o metaconglomerados casi en su totalidad.

b) Tramo inferior.

Este tramo esta constituido en gran parte por gneises muy micaceos, con gneises cuarzo-feldespaticos intercalados y más abundantes hacia la base.

Las características texturales quedan definidas por una blastesis metamorfica muy evolucionada. Hay por tanto un desarrollo importante en el tamaño de los componentes y un mayor idiomorfismo en la mayoría de ellos,

foliación marcada puesta de manifiesto por minerales micaceos y por el estiramiento de los minerales claros.

Las variedades más micaceas presentan textura lepidoblástica con acintamiento de los componentes leucocráticos, mientras que las gneises cuarzo-feldespáticos pierden este carácter lepidoblástico tendiendo a una textura granoblástica equigranular ligeramente glandular o acintada. En las variedades más leucocráticas (gneises leptiniticos) la foliación queda definida por la orientación planar de los minerales feldespáticos.

Las paragenesis mineralogicas estan representadas por:

- 1) Cuarzo + Plagioclasa ($An_{20} - An_{28}$) + Biotita +
Moscovita + Granate + Sillimanita + Zircón + Apatito.
- 2) Cuarzo + Plagioclasa (An_{25}) + Feldespato alcali-

no + Granate + Sillimanita + Zircón + Apatito

3) Cuarzo + Plagioclase ($An_{25} - An_{28}$) + Feldespato al-
calino + Biotita + Moscovita.

La paragenesis 1) corresponde a los niveles más pel-
ticos y la 3ª a los niveles cuarzo-feldespáticos. La
2) es una paragenesis de rocas de tipo transicional
como es lógico las proporciones de los componentes
comunes son muy diferentes entre las tres paragene-
sis establecidas.

En ambos casos los componentes leucocratos forman el
agregado granoblástico de la roca; este agregado ad-
quiere como se ha dicho un desarrollo preponderante
en los neises cuarzo-feldespáticos en donde esta in-
tegrado por microclina, como mineral dominante, cuar-
zo y plagioclase que llegan a constituir a modo de
glandulas; en ellos los componentes micaceos estan muy
poco desarrollados, constituyendose en agregados aci-
culares muy finos fundamentalmente de biotita pardo-
rojiza y algunos cristales de moscovita muy subordina-

da. En las variedades leptiniticas las micas son componentes accesorios en la misma proporci3n que zirc3n o apatito, siendo los componentes esenciales por orden de abundancia cuarzo, feldespato alcalino de tipo microclina y plagioclasa. Por el contrario en los gneises micaceos el desarrollo importante corresponde a los minerales micaceos -moscovita y biotita en proporciones equivalentes-. En ellos y en niveles micaceos transicionales es donde unicamente aparece la sillimanita (siempre como fibrolita) e intimamente asociada a la moscovita, lo cual indica que se ha formado a partir de la reacci3n cuarzo + moscovita.

El grante en este tramo es mineral frecuente aunque no muy abundante pero forma blastos de mayor desarrollo y con unas caracteristicas de estabilidad mayor que en el tramo superior.

Tipo de metamorfismo.

En el n3cleo metamorfico de Las Mayorgas el tipo de

metamorfismo -al contrario que en el caso del eje Badajoz-Cordoba- no plantea grandes dificultades y guarda estrecha relación con otras áreas metamorficas de SW de Extremadura (Bard 196) y Norte de Sevilla (Fabriés 1963). Es decir, se trata de un metamorfismo de baja presión del tipo Andalucita-Sillimanita (Miyashiro 1961).

Una serie de hechos, ya mencionados en apartados precedentes, pero que conviene recalcar han servido para llegar a esta deducción a saber:

- a) Ausencia de granate en las anfibolitas ortoderivadas (caracter distintivo según Miyashiro op. cit. de metamorfismo de baja presión).
- b) Otro caracter indicativo es la aparición de feldespato alcalino en forma de microclina antes que la sillimanita (Miyashiro 1958, 1961).

En nuestro caso y en concordancia con esto la primera aparición de microclina se realiza en las fa-

cies microglandulares del tramo esquistoso superior, inmediatamente después que la paragenesis $An_{30} +$ hornblenda verde-azulada de las rocas básicas ortoderivadas aunque en unas condiciones un tanto especiales (ver apartado correspondiente) que podría facilitar la más temprana aparición de la misma.

c) La asociación calcarea tremolita + calcita + cuarzo esta muy próxima a la de $An_{30} +$ hornblenda de las anfibolitas ortoderivadas, esto mismo según Winkler (1970, pag. 277, fig. 9) solo puede ocurrir bajo unas condiciones de baja P (2,5 Kb), ya que al aumentar esta las curvas de estabilidad que representan estas paragenesis divergen notoriamente.

d) La asociación de $Al_{50} +$ Hornblenda a las primeras paragenesis con sillimanita -y teniendo en cuenta las características del punto triple de Althaus expresado en el diagrama de Winkler op. cit.- suponen para esta zona unas condiciones físicas (650° C y 3,5 Kb) que se ajusten también con las de un meta-

morfismo de tipo Andalucita-Sillimanita.

Grado de metamorfismo de los materiales y su correlación estratigráfica.

Dentro del tipo de metamorfismo ya establecido los materiales afectados muestran un gradiente de metamorfismo creciente comprendido dentro de las facies de las anfibolitas de Miyashiro (1961) o del estadio medio de Winkler 1970. La falta de minerales índices en las rocas silicoaluminosas hacen difícil establecer con precisión las distintas subfacies. Sin embargo teniendo en cuenta los niveles de anfibolitas se puede deducir que el primer nivel de anfibolitas $-An_{30-35} \pm$ hornblenda azulada- situa el comienzo de las facies de las anfibolitas, en la subfacie de Andalucita-Cordierita-Moscovita de Winkler. La paragenesis del segundo nivel de anfibolitas $-An_{40-45} \pm$ hornblenda verde-parda \pm Cummingtonita- situa claramente la entrada en la subfacies más alta, Silli

origen cuarzo-pelítico concuerdan por ello y por su relación con el segundo nivel de anfibolitas ortoderivadas con las características de la serie negra que podría estar aquí parcialmente representada en su parte superior.

APENDICE 2.

MORFOESTRUCTURAS DE LA REGION ESTUDIADA

Los rasgos morfológicos del area estudiada han representado guias importantes para la delimitación a gran escala de todos los afloramientos preordovicicos estudiados. Por otra parte, este estudio morfoestructural supone establecer las bases de la evolución reciente de esta parte del antiguo Macizo Hesperico.

En primer lugar la trama principal del relieve de Extremadura-Sierra Morena puede resolverse según los siguientes elementos:

- 1) Fracturas de significado morfológico actual, que desnivelan el zócalo hercínico y condicionan la existencia de la cobertera continental terciaria y cuaternaria.
- 2) Alineaciones morfológicas resultantes de la acción de la erosión diferencial de los diferentes tramos litológicos del zócalo hercínico.
- 3) La alineación orográfica de Sierra Morena.

La determinación de estos elementos morfológicos es significativa para la comprensión de los accidentes tectónicos a escala regional, como han sido tratados en esta monografía.

1. El sistema de fracturas de significado morfológico.

La desnivelación de una area continental rigidificada se realiza a través de las fracturas de acción "postorogenica", que causan la formación de areas deprimidas o elevadas en el area continental ya sometida a una usura erosiva predominante -desaparecidos los relieves directamente emparentados con el efecto orogenico-.

El area estudiada ha permanecido relativamente estable desde el fin de los tiempos carboníferos. No es aventurado suponer que la fracturación postpaleozoica (reflejada en las desnivelaciones topográficas) sea una reactivación de las lineas maestras de dis-

continuidad generadas en el paroxismo tectónico hercínico.

Todo esto supone que este area rígida debe estar conectada con las zonas móviles mesozoicas-terciarias.

¿Como se realiza esta conexión? La respuesta puede quedar en parte aclarada si se considera la acción postuma de los grandes decrochements del SW de la Península. (c. f. 4.5).

En la región estudiada los decrochements de la "alineación extremeña" dan la trama principal de relieves - zonas deprimidas en la Alta y Baja Extremadura y el Sistema Central. Esto está, por otra parte, de acuerdo con la teoría expuesta por WELLMAN (1970) sobre la acción morfológica (significado vertical) de las grandes fracturas en dirección a escala cortical.

Dentro del contexto de la teoría de tectónica de plata

cas estos accidentes transmiten los esfuerzos tangenciales y producen la evolución en la vertical de las areas rígidas continentales. A juicio del autor deben emprenderse programas de investigación sobre la fracturación de placas rígidas continentales como parte de las evidencias en la "tectónica continental" de la teoria de tectónica global.

Dentro del area aquí estudiada los grandes decroche ments -su continuidad en el tiempo- delimitan las areas deprimidas del Tajo medio y del Guadiana medio con el consiguiente relleno de materiales molásicos terciarios sobre todo en la depresión del Guadiana (La Serena, Vegas Altas y Vegas Bajas). Estas depre siones cortan transversalmente las alineaciones "her cínicas" y se escalonan entre las fallas de Toledo, Talavera y Plasencia. (fig. 27)

De igual manera los relieves del Sistema Central que dan enmarcados entre estas fracturas. También se pue de relacionar con ellas el Macizo Orogenico de Las Villuercas y los grandes espesores de sedimentos ti-

po "raña".

También es característica la adaptación escalonada de las grandes arterias de drenaje a las fracturas de la "alineación extremeña". En este sentido las grandes directrices morfológicas de la Fosa de Tajo corresponden también a esta alineación (incluso la misma fosa de hundimiento debe estar enmarcada por estas fracturas). El trazado del Tajo y el Guadiana al entrar en el Macizo Hesperico (o en su cobertera) describe una línea quebrada que va adaptandose sucesivamente a los grandes decrochements.

2. Los relieves diferenciales.

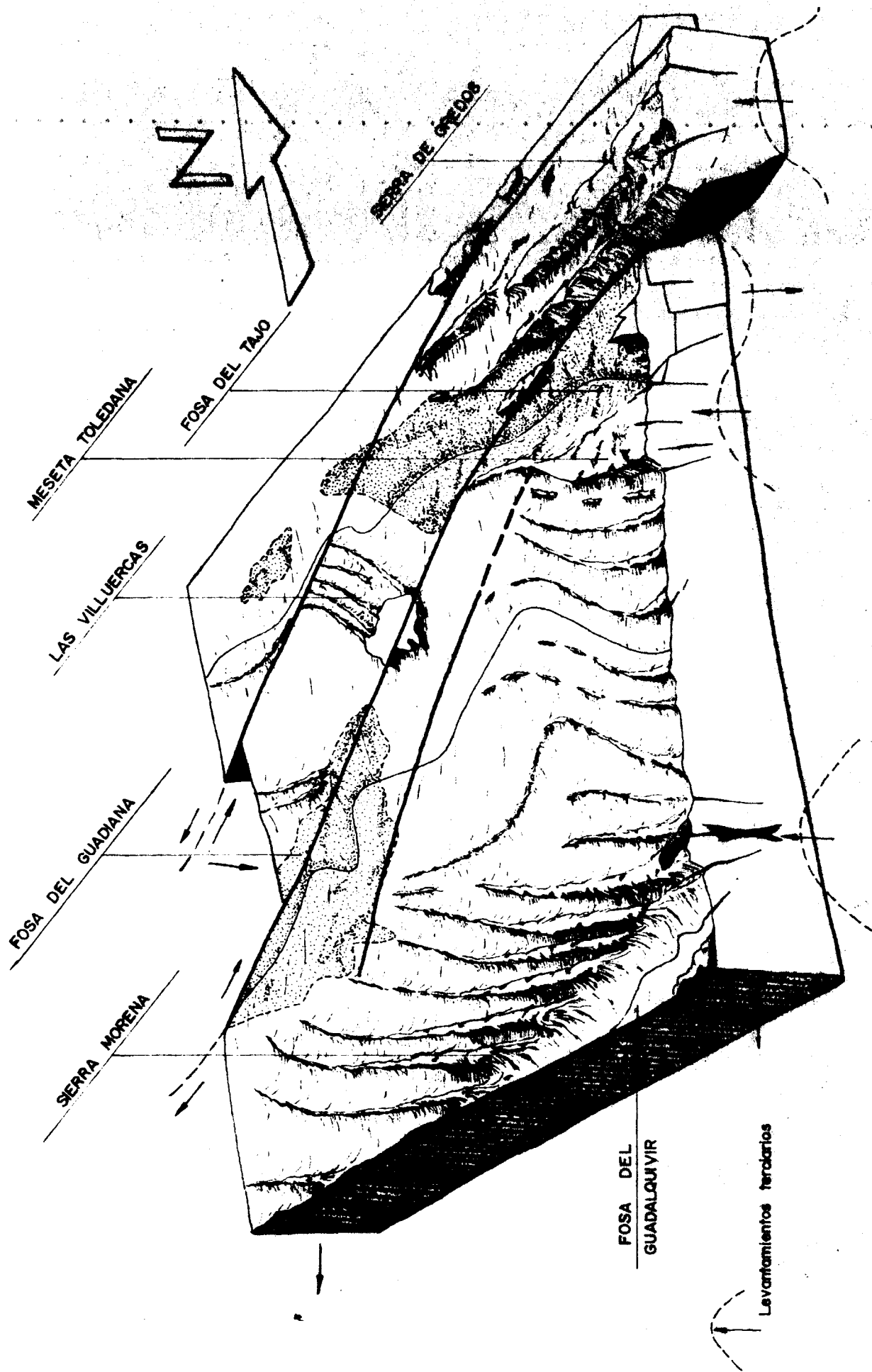
La erosión diferencial ha impreso en el relieve la trama de las estructuras (F_1/F_2) hercínicas dibujadas por los niveles más resistentes a la usura erosiva. Se forma así un relieve de tipo apalachiano interrumpido y dislocado por los decrochements (borde oriental de La Serena) y sumergido en ocasiones bajo la cobertera terciaria o pliocuaternaria de las zonas deprimidas (fosa del Guadiana etc).

Este relieve apalachiano depende de la distribución de los niveles más coherentes. En la Alta Extremadura y Sierra Morena Oriental, el relieve está formado por una trama fina de cuarcitas de "facies armoricana" que separa grandes extensiones aplanadas (materiales precámbricos fundamentalmente). Por el contrario en la Baja Extremadura - Sierra Morena Occidental el relieve apalachiano es de trama más gruesa, siendo las calizas del Cámbrico Inferior el nivel marcador del relieve, con excepciones como las cuarcitas de la base del Cámbrico Medio en la región de Zafra.

En general la trama de los relieves diferenciales representa las estructuras regionales y corresponde a las direcciones descritas en las figuras 27, 32 y 34.

3. El relieve de Sierra Morena.

La Sierra Morena representa una alineación de relieves más masivos de dirección aproximada E-W. Aunque estos relieves son relativamente modestos representan, sin embargo, un país accidentado fuertemente excavado.



BLOQUE DIAGRAMA ESQUEMATICO DE LOS RELIEVES ESTRUCTURALES DE EXTREMADURA Y REGIONES CONTIGUAS

FIG. 35

Dentro del contexto de deformaciones tangenciales del zócalo del Macizo Hespérico (la Meseta para otros autores) la Sierra Morena es la respuesta del zócalo hercínico a los empujes de la placa de Alborán (ANDRIEUX et. al. op. cit.) siendo las estructuras tangenciales de las Cordilleras Béticas un efecto paralelo.

Este levantamiento u orla marginal del zócalo hercínico es transversal a las estructuras. Por este motivo los valles estructurales y las alineaciones de relieves están dispuestos de manera transversal, produciéndose una composición de relieves que van decreciendo hacia el NW (fig. 34) y curvándose según las estructuras hercínicas.

La Sierra Morena en conjunto puede ser considerada como un levantamiento reciente ("empuje hético") que ha reactivado la erosión, con jerarquización de los afluentes del Guadalquivir sobre los del Guadana. La trama de valles y relieves estructurales es oblicua al eje del levantamiento reciente formandose una trama característica.

En resumen la morfología estructural de la región estudiada puede resolverse en la interacción de los tres elementos anteriormente descritos. Estos elementos condicionan la trama del relieve y la diferenciación de regiones naturales, como lo son La Sierra Morena, La Alta Extremadura, La Serena y Las Villuercas. En este trabajo estas regiones naturales se han utilizado como divisiones geográficas de los materiales preordovicicos estudiados. La justificación expuesta en los capítulos anteriores para utilizar estas regiones naturales como divisiones geotectónicas es una prueba fehaciente de la dependencia de esas regiones con la estructura tectónica.

6. bibliografía

6. BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M. (1960)

Sobre la tectónica profunda de la fosa
del Tajo - Not. y Com. del Inst. Geol.
Min. de España, 58, 125-162

----- (1963)

Rasgos estructurales de la Baja Extrema
dura - Bol. R. Soc. Hist. Nat.(G), 61,
247-262.

ALMELA, A; ALVARADO, M; COMA, J; FELGUEROSO & QUIN
TERO, I. (1961)

Manchas carboníferas en la Provincia de
Ciudad Real.- Not. y Com. Inst. Geol. y
Min. de España, 64, 197-212

----- (1962)

Estudio geológico de la Región de Alma-
dén.- Bol. del Inst. Geol. y Minero de
España, 73, 193-327

BARD, J. P. (1964)

Observaciones sobre la estratigrafia del Paleozoico en la región de Zafra (Prov. de Badajoz) España.- Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, 76, 175-180.

BARD, J.P. (1965)

Introduction à la Géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne.- Rev. de Géogr. Phys. et Géol. dyn. (2), 8, 323-337.

----- (1967)

Granites écrasés et orthogneis "ollo de sapo" à disthène dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle brioverien dans le Sud de l'Espagne.- C.r. Acad. Sc. Paris, 265, 1875-1879.

----- (1969)

Le métamorphisme régional progressif des

ALTHAUS, S. (1967)

The triple point Andalusite - Sillimanite
Kyanite. An experimental and Petrologic
Study, Contr. Mineral. and Petrol, 16, pp.
29-44

ANDERSON, E. M. (1942)

The dynamics of faulting and dyke defor-
mation with applications to Britain.-
Oliver and Boyd. Edinburgh y Londres, (2ª
edición rev. 1951).

ANDRIEUX, J; FONTBOTE, J. M. & MATTAUER, M. (1971)

Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gi-
braltar.- Earth and Plan. Sc. Lett., 12,
191-198.

ANTONIOZ, P. M. (1969)

Etude petrographique et structurale des
régions de Morais et Bragança (nord-est
du Portugal) Thèse Fac. Sci. Poitiers.

AUBOIN, J. (1965)

Geosinclines.- Elsevier, Amsterdam, Nueva
York, Londres.

Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Es
pagne). Sa place dans le segment hercynien sub-
iberique.- Thèse. Fac. Sc. Montpellier.

BARD, J. P. (1971)

Sur l'alternance des zones métamorphiques et
granitiques dans le segment hercynien sub-iberii
que; comparaison de la variabilité des caracte-
res géotectoniques de ces zones avec les orogé-
nes "orthotectoniques".- Bol. Geol. y Min., 82,
3-4, 324-345.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, P. (1971)

La structure de la chaîne hercynienne de la Mes
eta Ibérique; comparaison avec les segments
voisins.- (en: Histoire structurale du Golfe de
Gascogne) Publ. Inst. Français du Pétrole, Coll.
et Sem., 22, 1, 1.4.1-1.4.68

BARD, J. P.; FABRIES, J. (1970)

Aperçu pétrographique et structural sur les gran
itoides de la Sierra Morena Occidental (Espagne)
Bol. Geol. y Min. LXXXI (II y III) 112-127.

BOCHMANN, H. G. (1956)

Stratigraphie und Tektonik der zentralen
Extremadura im Bereich von Cáceres und
der östlichen Sierra de San Pedro.-Diss.
Univ. Münster.

BOSCH, W.J. van den (1969)

Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW, Spain).- Leidse
Geol. Med., 44, 137-225

BOUYK, E. (1959)

Observations géologiques dans la Sierra
de Puertollano (Province de Ciudad Real,
Espagne).- C.R. somm. Soc. Géol. France,
154-155

----- (1963)

Extension des terrains anté-ordoviciens
au Sud de Ciudad Real (Espagne méridiona
le).- Ibid, 10, 339-340

----- (1970)

Les formations anteordoviciennes de la
Province de Ciudad Real (Espagne méridio
nal).- Mem. Inst. Geol. y Min. de España, 73

BUTENWEG, F. (1968)

Geologische Untersuchungen im Ostteil der
Sierra Morena, nordostlich von La Carolina.-
Munsterforsch. Geol. Palaont., 6

CABANAS, R. (1971)

Observaciones sobre el Cámbrico de la Provin
cia de Cordoba.- Bol. Geol. y Min., 82, 3.4.
321-323

CAPDEVILA, R. (1969)

Le metamorphisme regional progressif et les
granites dans le segment hercynien de Galice
Nord Orientale.- Thèse Fac. Sc. Montpellier.

CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970)

Les différents types de granites hercyniens
et leur distribution dans le nord-ouest de
l'Espagne. Bol. Geol. y Min. LXXXI

CAPDEVILA, R.; MATTE, P. & PAREDES, J. (1971)

La nature du Précambrien et ses relations
avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena
centrale (Sud de l'Espagne).- C.R. Acad. Sc.
Paris, 273, 1359-1362

CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M. & VEGAS, R. (1971)

Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la Provincia de Cáceres.- Bol. Geol. y Min., 82
2, 147-151

CAREY, S. W. (1958)

A tectonic approach to continental drift.-
Symp. on continental drift. Univ. of Tasmania
117-209

-- -- (1963)

The asymmetry of the Earth.- Austral. Jour Sc.
25, 12

CHINNER, G. A. (1961)

The origin of Sillimanite in Glen Clova, Angus.
Journal of Petrology vol. 2, 312-323

COGNE, J. (1971)

Le Massif Armoricaín et sa place dans la structure des socles ouest-europeens: l'arc hercynien ibero-armoricain.- (en: Histoire structurale du Golfe de Gascogne) Publ. Inst. français du Pétrole, Coll. et Sem., 22, 1.1.1.-1.1.23

CORREGE, L. G. (1971)

Estudio petrologico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres) Tesis - Universidad de Salamanca.
ca.

CRESPO, V. & REY, J. (1972)

Contribución al estudio del Valle de Alcudia.-
Bol. Geol. y Min. 82, 6, 512-515

CRESPO, V. & TAMAIN, G. (1971)

Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'"Alcudien" de la Sierra Morena centrale (Espagne).- C.R. Acad. Sc. Paris, 272, 688-690

DEBRIENNE, F. & LOTZE, F. (1963)

Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums.-
Abh. math. naturw. Klasse, 1963, 2.

DELGADO RUESADA, M. (1971)

Esquema geológico de la zona nº 878 de Azuaga
Bol. Geol. y Min. 82, 3.4., 277-286

ENGELS, J. P. (1971)

The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW. Spain); a structural and petrofabric study.- Leidsch. Geol. Meddel., 48, 83-133

FABRIES, J. (1963)

Les formations cristallines et metamorphiques du
Nord-Est de la Province de Seville (Espagne).-

Thèse Fac. Sc. Nancy.

FEBREL, T. (1970)

Facies estructurales en la hoja nº 875, Jerez de
los Caballeros (Badajoz). Est. Geol. 24, 2, 209-
217

FLOOR, H.; KISCH & OEN ING SOEN (1970)

Essai de correlation de quelques granites hercy-
niens de la Galice et du Nord du Portugal. Bol.
Geol. Min. LXXXI, 128-130

FRICKE, W. (1951)

Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordos-
tlicher Sierra Morena und Extremadura.- Z. dtsh.
Geol. Ges., 103, 136-138

FUCANTI, A. & SERPAGLI, E. (1968)

Geological remarks on Urbana limestone and evidence
for upper ordovician age by means of Conodonts
(Eastern Sierra Morena, South Spain).- Boll. Soc.
Geol. Italiana, 87, 511-521

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963)

El dique diabásico del norte de Extremadura.

Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 69
43-78

-- -- (1965)

La continuación hacia el SW del dique básico
de Plasencia. Ibid., 77, 129-165

-- -- (1970)

La existencia de pliegues en el complejo es-
quistó-grauvaquico de la Provincia de Salaman-
ca. Acta Geol. Hispánica, 5, 4, 105-108

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTINEZ - GARCIA, E.

(1972)

El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salaman-
ca, España Central). Studio Geologica, 3 (en
prensa).

COGUEL, J. (1945)

Sur l'origine mécanique de la schistosité.-

Bull. Soc. Geol. France, 5, 519-522

HERNANDEZ ENRILE, J.L. & GUTIERREZ ELORZA, M. (1968)

Movimientos caledónicos (fases salaírica, sárdica y érica) en la Sierra Morena Occidental.- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G) 66, 21-28

HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932)

Síntesis fisiográfica y geológica de España.- Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol. 38

HERNANDEZ-PACHECO, F. & RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1956)

Estructura tectónica y estratigrafía de la Sierra silúrica de Magacela (Badajoz) Est. Geol. 12, 29,30, 7-13

HERRANZ ARAUJO, P. (1970)

Nota preliminar sobre el estudio geológico de las sierras paleozoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz).- Seminarios de Estratigrafía, 6, 1-16

GROLIER, J. & LETOURNEUR, J. (1968)

L'evolution tectonique du gran Sillen Houillier
du Massif Central.- 23 Congr. Geol. Inter., 1,
107-116.

GUTIERREZ ELORZA, M. (1969)

Estudio geologico-estructural de la región Ara
cena-Cumbres Mayores. Tesis Fac. Cienc. Univ.
Madrid.

GUTIERREZ ELORZA, M. & VEGAS, R. (1971)

Consideraciones sobre la estratigrafía y tectó
nica del E. de la Provincia de Cáceres. Est.
Geol. 27, 177-180

HERNANDEZ ENRIQUE, J. L. (1971)

Las rocas porfiroides del límite Cámbrico Pre-
cámbrico en el flanco meridional del Anticli-
norio Olivenza-Monasterio. Bol. Geol. y Min. 82
3.4., 359-370

HIETANEN, A.

On the facies series in various types of
metamorphism. Jour. Geol. 75, 187-214.

HILLS, E. S. (1963)

Elements of structural Geology. Chapman and Hall
Londres.

HOLDAWAY, M. J. (1971)

Stability of andalusite and the aluminium
silicate phase diagram. Amer. Journ. of Sci.
271, nº 2 - 97-131

HUFNAGEL, H. (1969)

Palaobotanische Untersuchungen im Kambrium
von Spanien.- Diss. Naturw. Fak. Univ. Wuzburg.

JONGMANS, W. J. (1956)

Contribución al conocimiento de la flora car
bonífera del SO. de España. Est. Geol. 29-30,
19-58

JULIVER, M. & MARTINEZ GARCIA, E. (1967)

Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Pre
cámbrico en la parte meridional de la Cordi-
llera Cantabrica y el papel del Cámbrico en
la orogenesis herciniana.- Acta, Geol, Hispa-
nica, 2, 5, 107-110

KOSSMAT, F. (1927)

Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.-
Abh. Sachs. Geol. Landesant., 1, 1-39

KOSTOVSKAYA, A.G. & SHUTOV, V.D. (1959)

Zonality in the structure of terrigene
deposits in platform and geosinclinal
regions.- Eclogae Geol. Helvetiae, 51,
3, 656-666.

KRYNINE, P.D. (1940)

Petrology and genesis of the third
Bradford Sand.- Penn. state. Coll. Min.
Ind. Expt. Sta., 29, 50-55

LAUS, L. (1968)

Stratigraphie und Tektonik im sudlichen
Teil der Provinz Badajoz (Spanien).- Diss.
Naturw. Fak. Univ. Munster

LEUTWEIN, J.; SAUPE, F; SONET, J. & BOUYX, E. (1970)

Premiere mesure geochronologique en Sierra
Morena. La granodiorite de Fontanosas (Pro
vince de Ciudad Real, Espagne).- Geol. en
Mijnbouw, 49, 4, 297-304

LE PICHON, X.; BONIN, J. & SIBUET, C. (1970)

La faille nord-pyrénéenne: faille
transformante liée a l'ouverture du
Golfe de Gascogne.- C. R. Acad. Sci.
Paris, 271, 1941-1944

LIBORIO, G. & MOTTANA, A. (1969)

Lineamenti geologico-petrografici del
complesso metamorfico sudalpino nelle
Alpi Orobie orientali.- Rad. Soc. Ita-
liana di Min. et Petrol., 25, 476-519

LOTZE, F. (1945) a

Einige Probleme der Iberischen Meseta.-
Geotekt. Forsch., 6, 1-12

----- (1945) b

Zur Gliederung der Varisziden der Iberis-
chen Meseta.- Ibid. 78-92

----- (1956)

Über sardische Bewegungen im Spanien und
ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung.-
Geotekt. Festschrift Hans Stille, 128-139

LOTZE, F. (1966) a

Präkambrium Spaniens (Literaturbericht
1956-1965).- Zbl. Geol. Paläont. 1, 5
989-1006

----- (1966) b

Kambrium Spaniens (Neue Forschungsergeb-
nisse 1961-1965).- Ibid. 6, 1206-1227

----- (1966) c

Die variszischen Gebirgszusammenhänge im
westlichen Europa.- Z. deutsch. Geol. Ges.
115, 2-3, 919

LOTZE & SZUDZYK (1961)

Das Kambrium Spaniens.- Abh. math-naturw.
Klasse, 6

LLOPIS LLADO, N. & SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1965)

Sur les caracteres morphotectoniques de
la discordance précambrienne au Sud de
Toledo.- C. R. som. Soc. Geol. France, 7,
220-221

LLOPIS LLADO, N.; SAN JOSE LANCHIA, M.A. & HERRANZ

ARAUJO, P. (1970)

Nota sobre una discordancia posiblemente
te precámbrica al SE. de la provincia
de Badajoz y sobre la edad de la series
paleozoicas circundantes.- Bol. Geol.
y Min., 81, 6, 586-592

MAASS, R. (1963)

Geologische Beobachtungen im der ostlichen
Extremadura (Spanien).- N. Jahrbuch Geol.
Palaont. Abh., 117 (Festband Lotze), 185-
207

MACPHERSON, J. (1879)

Estudio geológico y petrográfico del nor-
te de la provincia de Sevilla.- Bol. Com.
Mapa Geol. España, 6

----- (1885)

Comparaison des terrains cristallins d'Es-
pagne et du Finistère.- Bull. Soc. Geol.
France, 14, 3, 828-830

MARFIL PEREZ, R. & GUTIERREZ ELORZA, M. (1971)

Estudio petrológico de una formación
de grauvacas cámbricas del N. de la
provincia de Huelva.- Bol. Geol. y Min.
82, 1, 70-76

MARIN, C. & MINGARRO, E. (1962)

Interpretation photogeologique de la
tectonique au nord de la province de
Seville.- Symp. on Photo Interpretation,
Delft, 14, 87-92

MATTAUER, M. (1968)

Les traits structuraux essentiels de la
chaîne pyrenéenne.- Rev. Géogr. phys.
Géol. dyn. (2), 10. 1, 3-12

MATTE, P. (1968)

La structure de la virgation hercynienne
de Galice (Espagne).- Geol. Alpine, 44
153-386

MINGARRO, F. (1962)

Estudio del Carbonífero del norte de la Provincia de Sevilla.- Bol. Inst. Geol. y Min. de España, 73, 469-624

MIYASHIRO, A. (1958)

Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takamuki district in the Central Abukuma Plateau. Jour. Fac. Science. Univ. Tokyo, Section II. vol. XI, 2

-- -- (1961)

Evolution of metamorphic Belts. Jour. of Petrology, vol. 2, 277-311

MOODY, J. D. & HILL, M. J. (1956)

Wrench fault tectonics. Geol. Soc. America Bull. 67, 1207-1246

PARGA, J. R. (1969)

Spatvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. Geol Rdsch., 59.1, 323-336

-- -- (1970)

Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. Bol. Geol. y Min. Sl. 2.3., 115-143

PARGA, J. R. & VEGAS, R. (1972)a

Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula).

Geol. Rdsch., 61, 1, 44-68

PARGA, J.R. & VEGAS, R. (1972)b

El Precámbrico en el Cinturon Hercínico
de la Península Ibérica.- 1^{er} Centenario
de la R. Soc. de Hist. Nat. (en curso de
publicación).

PASTOR GOMEZ, V. (1962)

Probable area precámbrica al NO. de Leon.-
Not. Com. Inst. Geol. y Min. España, 67,
71-80

PEREJON RINCON, A. (1971)

Pachecocyathus, nuevo genero de Archaeocya
thidos del Cámbrico español.- Est. Geol.
27, 81-83

PEREZ REGODON, J. & SOS BAYNAT, V. (1963)

Explicación de la hoja 650, Cañaveral (Cá
ceres).- Inst. Geol. y Min. España.

PRADO, C. de (1855)

Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de
la Sierra Morena et des montagnes de Tole-
do.- Bull. Soc. Geol. France (2), 17

PUSCHMANN, H. (1967)a

Zum Problem der Schichtlucken im Devon
der Sierra Morena (Spanien).- Geol.
Rdsch.- 56, 528-542

----- (1967)b

Das palaozoikum im Gebiete zwischen San
Benito und Torrecampo (Sierra Morena,
Spanien).- Geol. en Mijnbow, 46, 11,
383-391

QUESADA GARCIA, A. (1960)

Falla de desgarre en el S.W. de la Penín-
sula Ibérica.- Not. y Com. Inst. Geol. y
Min. España, 58, 163-182

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1954)

El macizo orográfico de Las Villuercas.
Nota preliminar para su estudio morfolo-
gico, estratigráfico, tectónico y minera-
lógico.- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 50
281-297

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1963)

El límite cámbrico-silúrico en la región
suroccidental española.- Breviora Geol.
Asturica, 7, 1-4, 47-62

RAMSAY, J.G. (1962)a

The geometry and mechanics of formation
of "similar" type folds.- Jour. Geol., 70
3, 309-327

----- (1962)b

Interference patterns produced by the su-
perposition of folds of symilar type.-
Ibid., 4, 466-481

REY PASTOR, A. (1951)

Estudio sismotectónico de la región del su-
roeste de España.- Publ. del Inst. Geogr. y
Catastral.

----- (1954)

Estudio morfo tectónico de la falla del
Guadalquivir.- Ibid.

RICHTER, R. & E. (1940)

Die Saukianda-Stufe von Andalusien, eine
fremde Fauna im europäischen Ober-Kambrium
Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., 450, 1-88

RICHTER, P. (1968)

Stratigraphie und Tektonik im der Sierra
de San Andrés (östliche Sierra Morena,
Spanien).- Münster Forsch. Geol. Paläont., 3

RIOS, J. M. (1969)

Algunas áreas especiales de las zonas sub
pirenaicas y de la Cuenca del Ebro.- Not.
y Com. Inst. Geol. y Min. España, 58, 138-
210

ROSO DE LUNA, I. & HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1955)

Explicación de la hoja 85, Burguillos del
Cerro, (Badajoz).- Publ. Inst. Geol. y Min.
España.

RUTTEN, M.G. (1969)

The Geology of Western Europe.- Elsevier
New-York, Londres, Amsterdam.

CASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1963)

Osservazioni sugli scisti cristallini del
Comelico.- Acc. Naz. Rend. cl. sc. fis.
mat. nat., 34, 195-198

SCHERMERHORN, L.J.G. (1971)

An outline stratigraphy of the Iberian
Pyrite Belt.- Bol. Geol. y Min., 82, 3.4.,
239-268

SCHMIDT, H.J. (1957)

Stratigraphie und Tektonik der nördlichen
Extremadura im Bereich der Flüsse Tago und
Alagon (Spanien).- Diss. Naturw. Fak Univ.
Münster.

SCHMIDT-THOME, P. (1945)

Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckge-
birge im Westlichen Zentralspanien (Provinz
Salamanca und Cáceres).- Geotekt Forsch.,
6, 37-77

SCHMITE, U. (1971)

Stratigraphie und Sedimentologie im
Kambrium und Tremadoc der Westlichen
Iberischen Ketten, nordlich Ateca (Za-
ragoza), NE-Spanien.- Munster Forsch.
Geol. Palaont., 22

SCHNEIDER, H. (1941)

Das Kambrium der Herreria-Mulda bei Cala
(En: Rud. & S. Richter.- Die Fauna des
Unter-Kambriums von Cala im Andalusien).-
Abh. senckenberg. naturf. Ges., 455

----- (1951)

Das Palaeozoikum im Westteil der Sierra Mo-
rena (Spanien).- Z. dtsh. geol. Ges., 105

SCHEIDENBERG, R. (1971)

Einführung in die Geologie Europas.- Rombach,
Freiburg.

SIMON, W. (1951)

Untersuchungen in Palaeozoikum von Sevilla

(Sierra Morena, Spanien).- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 485, 31-52

SITTER, L.V. de (1954)

Schistosity and shear in micro-and macro-folds.- Geol. en Mijnbow, 16, 429-439

----- (1956)

Structural Geology.- Mc Graw-Hill, Londres New-York, Amsterdam.

----- (1962)

El Precambriano de la Cadena Cantabrica.- Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, 67, 145-146

BOLD SARABIS, L. (1966)

Sobre el concepto de Meseta Española y su descubrimiento.- Vol. homenaje a Armando Melon R. de Gordejuela, Zaragoza

BOY DAXNLT, V. (1955)

Geología y morfología de las sierras de las Villuercas (Cáceres).- Est. Geogr. 61-64

BOC DAYNAT, V. (1958)

La tectónica del puerto de las Camellas
(Cáceres) y la edad de las pizarras ba-
sales.- Not. y Com. Inst. Geol. y Min.
España., 50, 1, 197-237

STAUB, R. (1926)

Gedanken zur Tektonik Spaniens.- Vjschr.
naturf. Ges., 71, 196-220

STILLE, H. (1924)

Grundfragen der vergleichende Tektonik.-
Borntraeger, Berlin.

----- (1931)

Die keltiberische Scheitelung.- Nachr. Ges.
Wiss. Math. - phys. Kl., 1931, 138-164.

SUSS, E. (1888)

Das Antlitz der Erde.- Wien

SWER, C. (1969)

Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums im
Bereich der Südlichen Extremadura (Süd-west-
Spanien).- Münster Forsch. Geol. Paläont., 14
207-232

TIMAIN, G. & OVTRACHT, A. (1971)

Essai de corrélation entre la Meseta
ibérique et le Massif Armoricain au
Précambrien supérieur et au Paléozoïque
Inférieur.- C. R. Acad. Sc. Paris, 272,
2289-2292

TEIXEIRA, C.; CAMILHO, M.H. & LOPES, J.C. (1971)

Le grand Dike doléritique de l'Alentejo.-
Bol. Geol. y Min., 32, 3.4., 346-350

TEH, E. den & FLOOR, P. (1966)

A blastomylonitic and polymetamorphic
"graben" in western Galicia (NW. Spain).-
(en: Etages Tectoniques, Colloque Univ.
de Neuchâtel) 163-178

----- (1971)

A synopsis of the Geology of Western Galici
a (En: Histoire Structural du Golfe de
Gascogne).- Publ. Inst. Français du Pe-
trole, Coll. et Semin. 22, 1.3.1 - 1.3.13

TOBISCH, O.T. (1966)

Large-scale basin-and-dome pattern resulting from the interference of major folds.-
Geol. Soc. America Bull., 77, 393-403

VALLE DE LERSUNDI, J. del (1959)

Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO. de la Península.-
Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. España
56, 103-108

VEGAS, R. (1968)

Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura.- Est. Geol., 24, 85-89

----- (1970)

Formaciones precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovicicas de Almadén, Don Benito y Cáceres.- Ibid. 26, 225-231

----- (1971)a

Geología de la región comprendida entre la

Sierra Morena occidental y las sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española).- Bol. Geol. y Min. 82, 3.4, 351-350

VELLIS, R. (1971)b

Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcu-
dia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz.- Est. Geol., 27, 412-425

V00, R. van der (1967)

The relation of Spain. Paleomagnetic evidence from the Spanish Meseta.- Paleomag. 3-4, 393-416

WAGNER, R.H. & UTTING, J. (1967)

Sur le terrain houillier de Puertollano (Province de Ciudad Real, Espagne).- C. R. Acad. Sc. Paris., 264, 5-8

WALTER, R. (1965)

Die unterschiedliche Entwicklung des
Alt-Palaeozoikums ostlich und westlich
des Kristallins von Vivero-Lugo (Nord-
west-Spanien).- N. Jb. Geol. Palaont.
Mh., 12, 740-753

----- (1969)

Das Silurium Spaniens und Portugals.-
Zbl. Geol. Palaont., 1, 5, 857-902

WEGGEN, K. (1955)

Stratigraphie und Tektonik der sudlichen
Montes de Toledo (Spanien).- Diss. Naturw.
Fak. Univ. Munster.

WELLMAN, H.W. (1969)

Wrench (transcurrent) fault systems. (En:
The Earth's crust and Upper Mantle, P.J.
Hart editor) Geophys. Monograph., 13, 545-
549

WELLMAN, H. W. (1971)

Reference lines, fault classification, transform systems, and ocean-floor spreading. Tectonophysics, 12, 199-209

WILSON, J. T. (1965)

A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, 343-347

WINKLER HG. E. (1967)

Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag New York, Inc.

-- -- (1970)

Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification bases on Isograds in Common Rocks. N. Jb. Miner. Mh. Jb. 1970, H. 5. 189-248

WUNDERLICH, H. G. (1970)

Zur Frage der Schollenrotation und translation der Iberischen Halbinsel: Ein Strukturvergleich von Armorikanischen und Kantabrischen Bogen.- N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 6, 321-384

ZWART, H. J. (1967)

Orogenesis and metamorphic facies series in
Europe. Medd. fra. Dansk. Geol. Forening.
17, 504-516

INDICE

1. CONSIDERACIONES PRELIMINARES

1.1. Objeto y desarrollo del trabajo	...	1
1.2. Agradecimientos y ayudas recibidas	...	5

2. LA ZONA ESTUDIADA

2.1. Situación geográfica	...	7
2.2. Situación geológica	...	10
2.2.1. El cinturón Hercínico Europeo.	...	11
2.2.2. Los hercínidos de la Península Ibérica.	...	19
2.2.3. Situación de la zona estudiada.	...	26
2.3. Metodos de trabajo.	...	27

3. LOS MATERIALES

3.1. Introducción.	...	33
3.2. Estratigrafía del Precámbrico.	...	36
3.2.1. El Precámbrico de Sierra Morena Occidental-Baja Extremadura.	...	39
3.2.2. El Precámbrico de Cáceres-Alcudia.	...	75

3.2.3. El Precámbrico de Las Villuer	...
cas-Montes de Toledo.	... 93
3.2.4. El Precámbrico de las áreas	
contiguas.	... 98
3.3. Estratigrafía del Cámbrico.	... 108
3.3.1. El problema de los límites de	
las series cámbricas.	... 110
3.3.2. Las series regionales cámbric-	
cas.	... 116
3.3.3. El Cámbrico de Sierra Morena	
Occidental-Baja Extremadura.	... 118
3.3.4. El Cámbrico de Las Villuercas-	
Montes de Toledo.	... 159
3.3.5. El Cámbrico de Cáceres-Alcu-	
dia.	... 171
3.4. Estratigrafía general de las series	
paleozoicas post-cámbricas.	... 184
4. LAS DEFORMACIONES	
4.1. Introducción.	... 193
4.2. Tectónica de plegamiento.	... 195
4.2.1. Primera fase hercínica mayor	
de plegamiento.	... 196
4.2.2. Segunda fase hercínica mayor	
de plegamiento.	... 200

4.2.3. Deformaciones tardihercínicas.	... 204
4.2.4. Deformaciones anteriores a las fases mayores hercínicas.	... 207
4.3. Genesis de las estructuras de plega- miento.	... 211
4.3.1. Estructuras de la Sierra Morena Occidental-Baja Extremadura.	... 216
4.3.2. Estructuras de la Alta Extrema- dura-Villuercas.	... 219
4.3.3. El problema de los pliegues ci- lindricos de eje vertical.	... 224
4.3.4. Estructuras de las areas conti- guas.	... 227
4.4. Tectónica de Fractura.	... 230
4.4.1. Fallas de compresión.	... 231
4.4.2. Fallas de tensión.	... 235
4.4.3. Relación entre los décrochements y las fallas inversas.	... 243
4.5. Relación en el espacio y el tiempo en- tre las estructuras de plegamiento y las estructuras de fractura.	... 246

4.6. Los grandes decrochements extremos como accidentes a escala cortical.	... 259
4.6.1. Persistencia de la actividad de los decrochements extre- mos.	... 262
4.6.2. Los decrochements como cons- tructores de edificios tectó- nicos posthercánicos.	... 266
5. CONCLUSIONES	
5.1. Conclusiones estratigráficas.	... 276
5.2. Conclusiones tectónicas.	... 286
5.3. Evolución geotectónica.	... 294
5.4. Comparación con otras áreas hercíni- cas de la Península Ibérica y de Euro <u>p</u> a.	... 302
5.5. Sumario de conclusiones.	... 309
APENDICES 1 y 2	
APENDICE 1. METAMORFISMO Y MAGMATISMO DE LA RE- GION ESTUDIADA.	... 313
APENDICE 2. GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA RE- GION ESTUDIADA.	... 400
6. BIBLIOGRAFIA.	... 408

INDICE DE FIGURAS

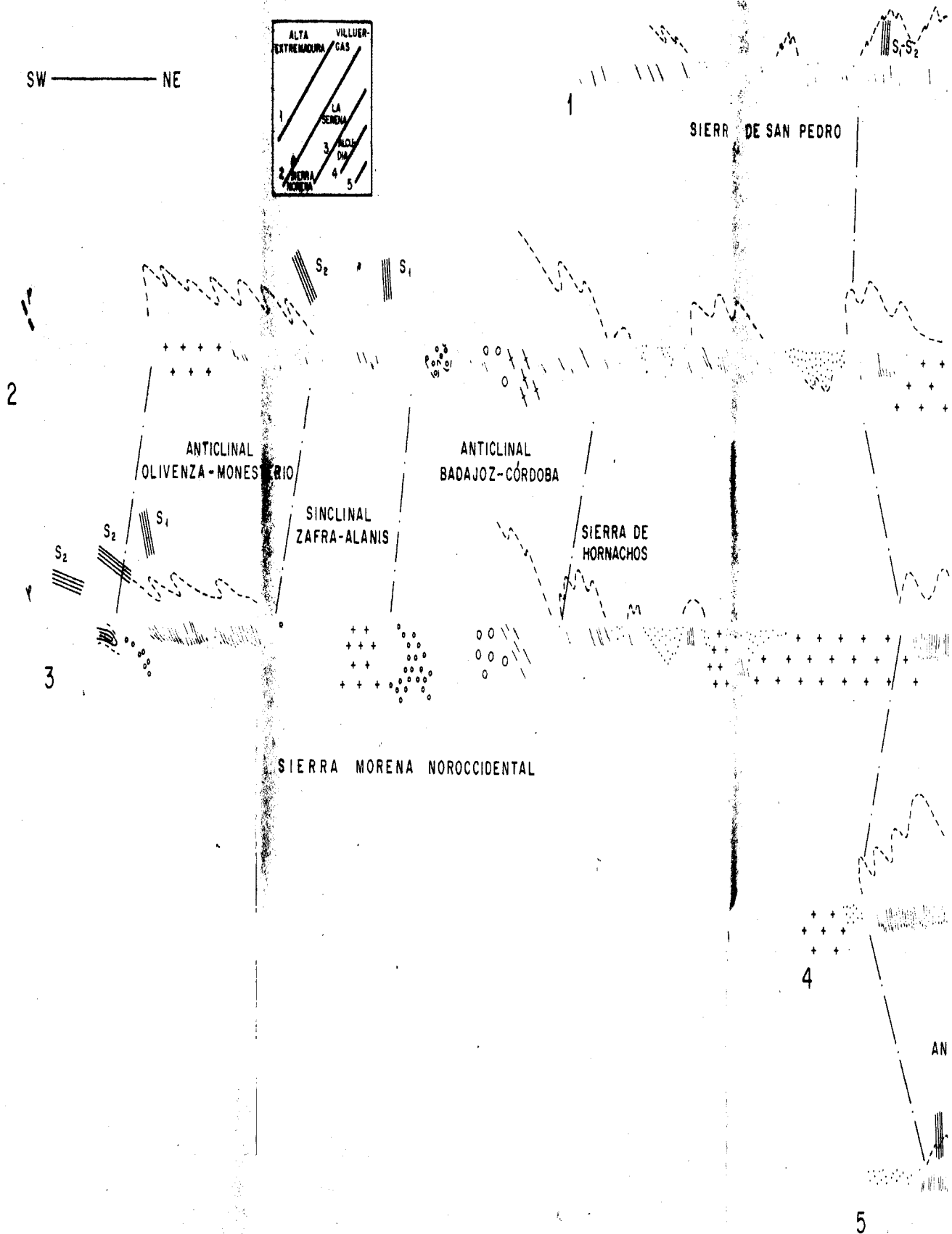
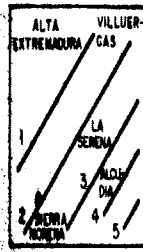
1. Situación geográfica (Hojas 1:200.000)
2. Zonación geotectónica de los hercinides europeos e ibéricos.
3. Enlace entre el Macizo Hespérico y el Macizo Americano.
4. Zonas geotectónicas del Macizo Hespérico.
5. Subzonas geotectónicas del area estudiada.
6. Afloramientos precámbricos de la Baja Extremadura - Sierra Morena.
7. Microfotografía de grauwas groseras de la Formación Bodión.
8. Microfotografía de grauwas listadas de la Formación Bodión.
9. 10. 11. y 21. Estructuras planares en las rocas pelíticas de la Formación Bodión.
13. Microfotografía de pizarras cuarzo-feldespáticas de la Formación Bodión.
14. Microfotografía de cuarcitas de la Formación Bodión.

15. Microfotografía de rocas volcánicas básicas de la Formación Bodión.
16. Microfotografía de traquiandesitas de los niveles superiores de la Formación Bodión.
17. Aspecto macroscópico de los gneises tipo "Olló de Sapo" de la Formación Llera.
- 18 a, 18 b. Microfotografías de los gneises tipo "Olló de Sapo" de la Formación Llera.
19. El contacto Cámbrico-Precámbrico en la alineación Jaraicaño-Cañaveral (N. Prov. Cáceres).
20. Distribución esquemática de los afloramientos anteordovícicos de Alcudia-La Serena.
- 21 a, 21 b. Microfotografías de los "porfiroides" de facies Bodonal.
22. Distribución de los pisos estructurales.
24. Microfotografía de la foliación metamórfica S_1 plegada por F_2 .
25. Microfotografía de pliegues de S_1 .
26. Estilo y dimensiones de pliegues F_1 en calizas metamórficas del Cámbrico Inferior.

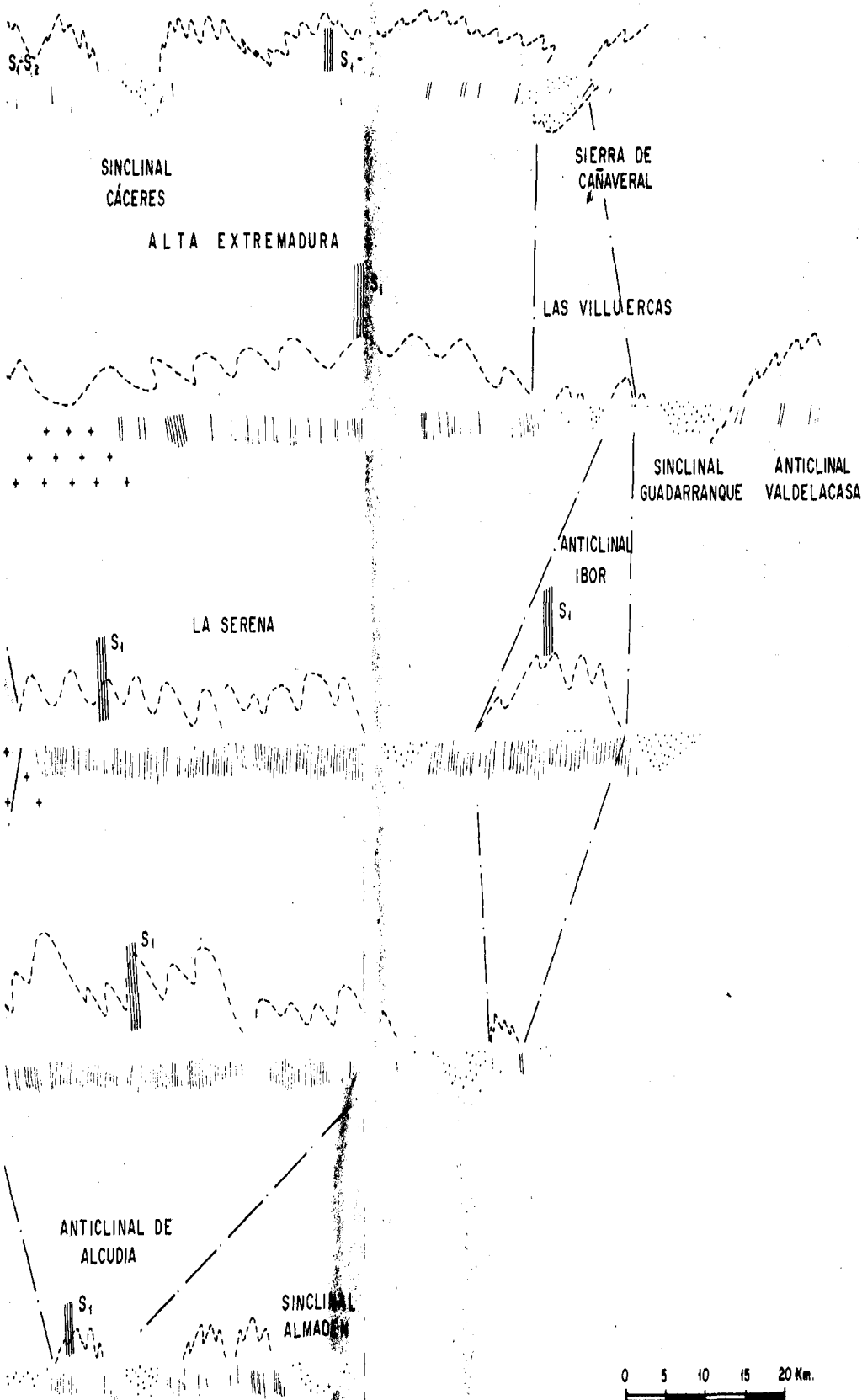
27. Distribución de las megaestructuras en el area estudiada.
28. Modelo esquemático de la formación de las estructuras F_1/F_2 .
29. Variación de vergencias de F_1/F_2 .
30. Representación esquemática de los pliegues cilindricos (Las Mayorgas-Fregenal de la Sierra).
31. Relación geométrica entre fracturas y ejes de plegamiento.
32. Representación geográfica de las deformaciones postumas de F_1/F_2 por los planos de cizalla.
33. Relación espacial de los decrochamientos extremeños con el area de plegamiento "ibérica" y con decrochamientos de areas contiguas.
34. Cuadro geocronologico para la región estudiada.
35. Modelo de distribución esquemática de las morfoestructuras de la región estudiada.

LOCALIZACION EN EL MAPA

SW ——— NE



CORTES SERIADOS EN EL SEGMENTO HERCINICO DE EXTREMADURA - SIERRA MORENA OCCIDENTAL



CARBONIFERO

Conglomerados, calizas, pizarras

DEVONICO

Areniscas, pizarras, cuarcitas

ORDOVICICO + SILURICO

Pizarras y cuarcitas superiores
"Cuarcitas armoricanas"

CAMBRICO SUPERIOR

Cuarcitas, arcosas y pizarras

CAMBRICO MEDIO

Pizarras y cuarcitas

CAMBRICO INFERIOR

Pizarras y subarcosas

Calizas y dolomías

Serie detritica de transición

PRECAMBRICO SUPERIOR

Pizarras y grauvacas
Metaconglomerados

Ortogneises

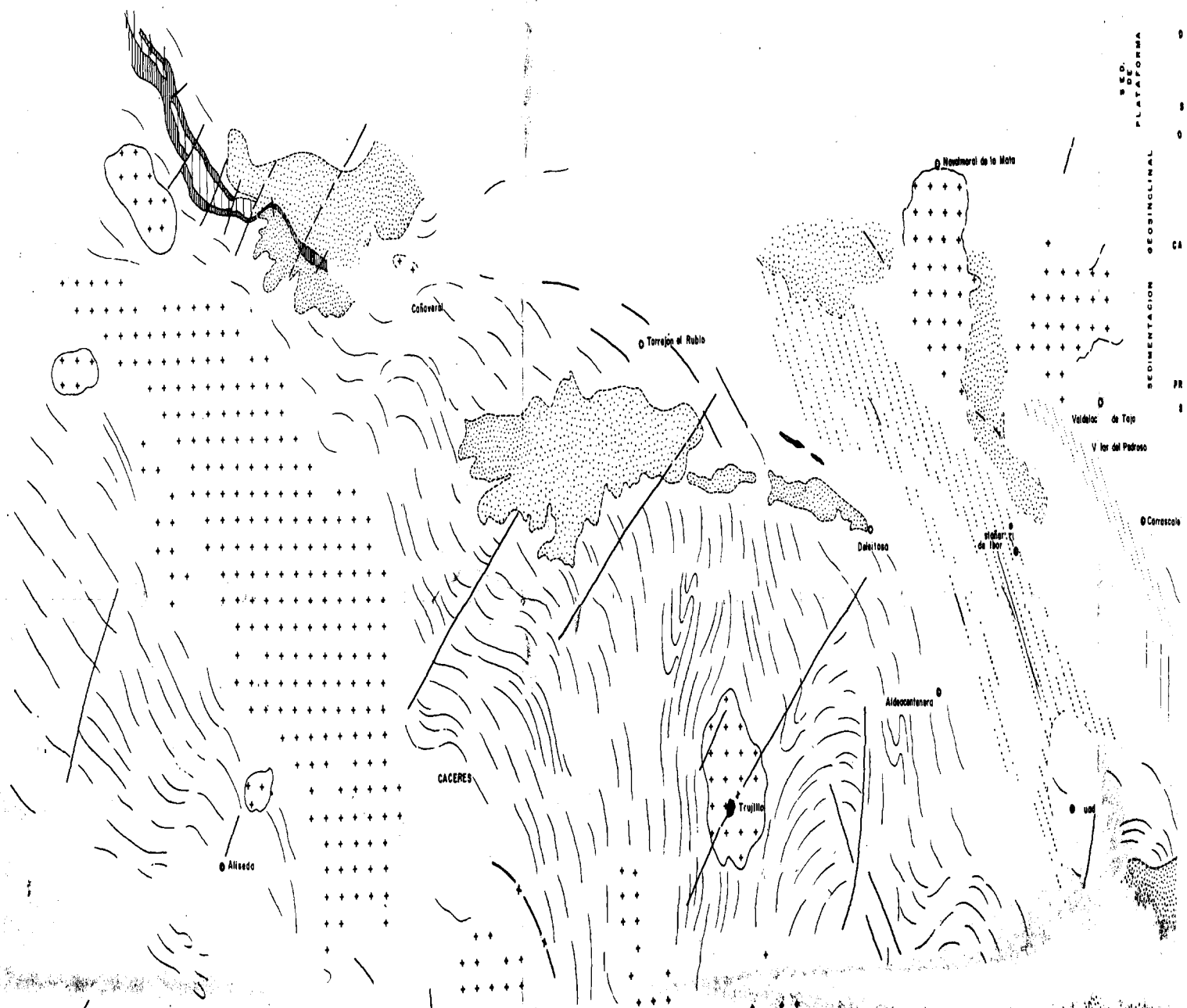
Granodioritas post- F_2

0 5 10 15 20 Km.

SEDIMENTOS
POSTOROGENI CU
Y

SEDIMENTOS
OROGENICOS CA
I

SEDIMENTOS
OROGENICOS CA
I
SEDIMENTACION
GEOSINCLINAL PR
S



SÍMBOLOS ESTRATIGRAFICOS

SEDIMENTOS POSTOROMÉNICOS	CUATERNARIO	YERCIARIO	Volcanes continentales
SEDIMENTOS OROMÉNICOS	CARBONIFERO INFERIOR	Pizarra Calizas Conglomerados con flora	Fofoas marinas (Las Pedrañas) Fofoas continentales
	DEVONICO	Calizas resacas Cuarcitas Pizarras	
	SILURICO + ORDOVICIO	Pizarras Cuarcitas	
		"Cuarcitas armerianas" Conglomerados basal	
	CAMBRIJO	Pizarras y conglomerados Trilobitos C medio TM 0 Pizarras y puzositos Trilobitos C inferior T10 Calizas y dolomitas Arqueocélidos A 0 Serie dentílica de trilobitos (Conglomerados, arcositos partiridos)	
	PRECAMBRIJO SUPERIOR	Fofoas de glaciares y granitos Fofoas de perogéneos (Metagranitos con megacristal)	

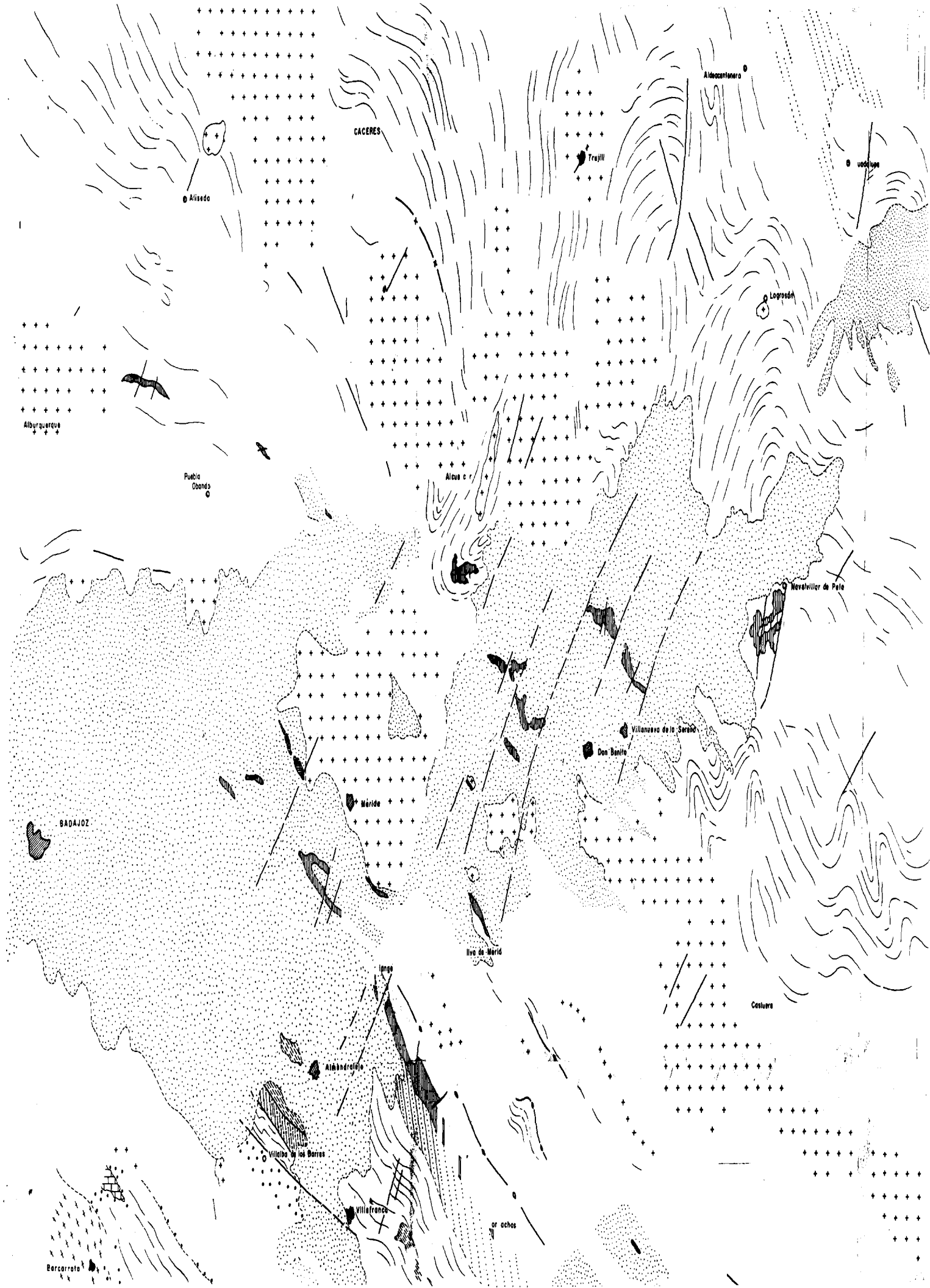
Cómbios indiforandados
Alta Extremadura - La Serna:
Principales presencias
espaciales: granitos con
folios de trilobitos en las
horizontales producidos
en la región de Guadalupe

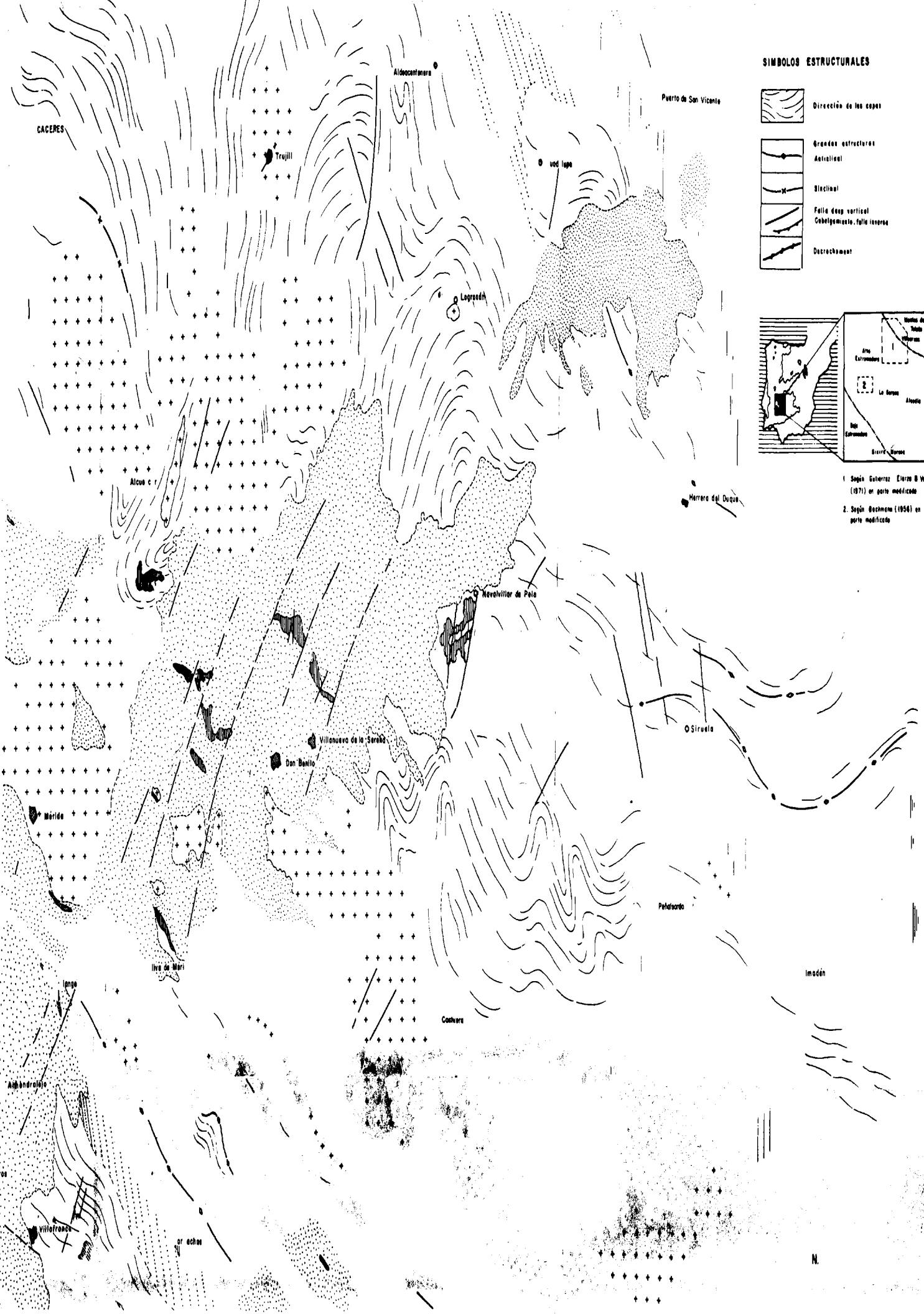
ROCAS IGNEAS	Granitos harrizales postoroménicos interrompidos en las diferencias Granitos harrizales preoroménicos Rocas ígneas
-----------------	--

SÍMBOLOS ESTRUCTURALES








	Dirección de las onpas
	Grandes antroclinas
	Sinclinal
	Fofoa d'amp. vortical
	Cobalgeomanto, folio inverso
	Desarrahamento

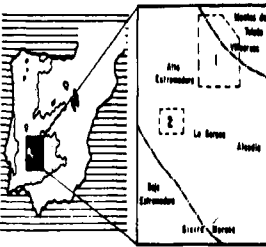






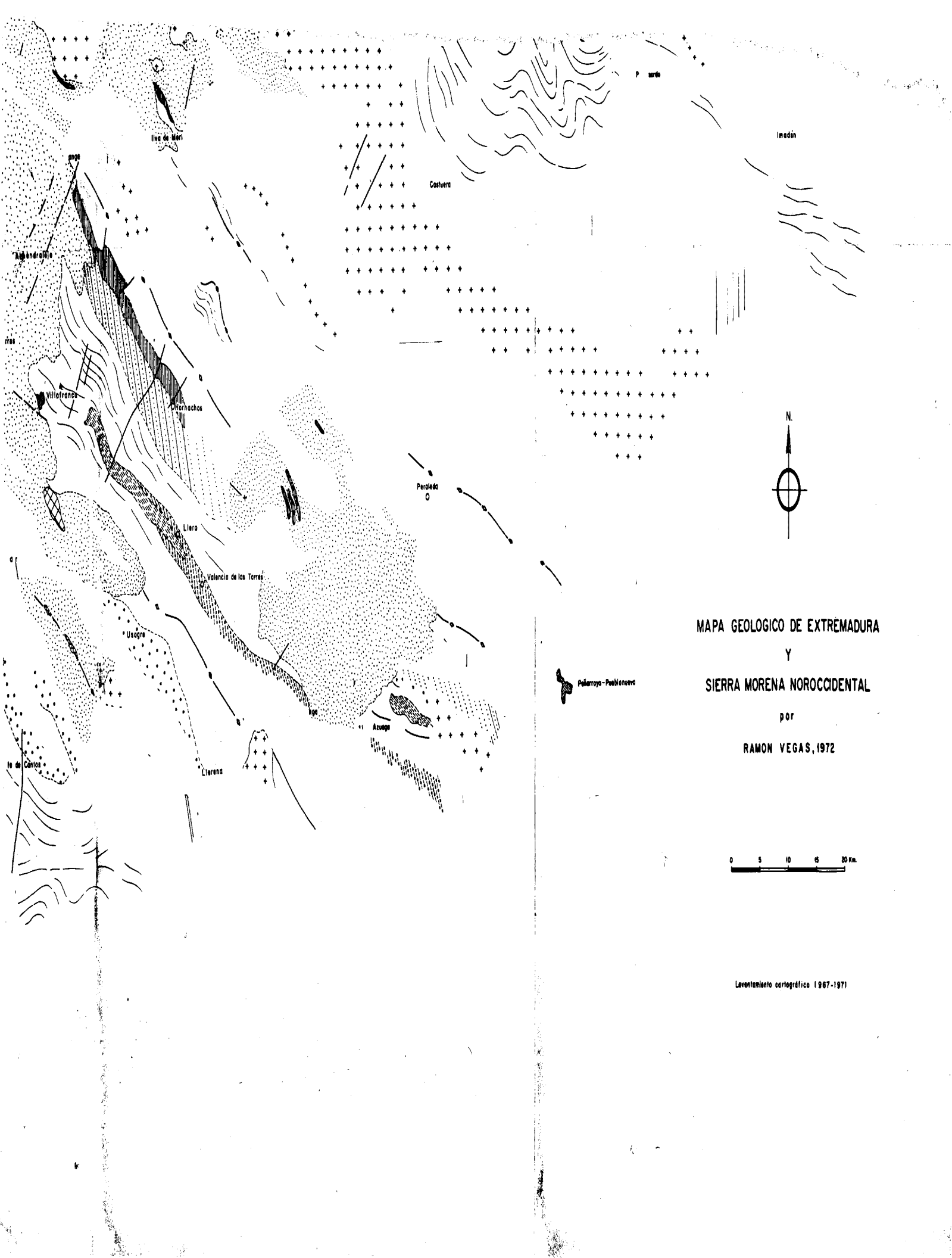
SÍMBOLOS ESTRUCTURALES

-  Dirección de las capas
-  Grandes estructuras
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Faja deuz vertical
-  Oblicuo, falla lateral
-  Detachment



1. Según Gutiérrez Elorza & Vago (1971) en parte modificado
2. Según Beckmann (1954) en parte modificado





MAPA GEOLOGICO DE EXTREMADURA
Y
SIERRA MORENA NOROCCIDENTAL

por

RAMON VEGAS, 1972

0 5 10 15 20 Km.

Levantamiento cartográfico 1967-1971